DIE KRISTALLCHEMIE VON GRANAT UND DIE TRIKLINITÄT DER ALKALIFELDSPÄTE ALS PETROGENETISCHE INDIKATOREN IN VERBINDUNG MIT DER KRISTALLISATIONSGESCHICHTE GRANITISCHER GESTEINE DES GOTTHARDMASSIVS / SCHWEIZ

INAUGURAL-DISSERTATION
zur Erlangung der Würde eines Doktors
der Naturwissenschaften
des Fachbereichs Geowissenschaften
der Philipps-Universität Marburg/Lahn

vorgelegt von

ANDREAS LOIDA
aus Köppern/Obertaunuskreis

Marburg/Lahn 1979

Druck: Görich & Weiershäuser, Marburg

DIE KRISTALLCHEMIE VON GRANAT UND DIE TRIKLINITÄT DER ALKALIFELDSPÄTE ALS PETROGENETISCHE INDIKATOREN IN VERBINDUNG MIT DER KRISTALLISATIONSGESCHICHTE GRANITISCHER GESTEINE DES GOTTHARDMASSIVS / SCHWEIZ

INAUGURAL-DISSERTATION
zur Erlangung der Würde eines Doktors
der Naturwissenschaften
des Fachbereichs Geowissenschaften
der Philipps-Universität Marburg/Lahn

vorgelegt von

ANDREAS LOIDA

aus Köppern/Obertaunuskreis

Marburg/Lahn 1979

Druck: Görich & Weiershäuser, Marburg

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Von dem Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg/Lahn als

Dissertation angenommen am 20. 3. 1979

Tag der mündlichen Prüfung am ..27. 3. 1979

Berichterstatter ..... Prof. Dr. S. S. Hafner (Marburg)

Mitberichterstatter ..... Prof. Dr. H. U. Bambauer (Münster)

Inhaltsverzeichnis

		Seite
1.	Allgemeines über die granitischen Gesteine des Gotthard-Massivs.	1
1.1	Entnahme der Gesteinsproben im Untersuchungsgebiet.	10
2.	Methodisches.	14
2.1	Mikrosondenanalysen.	14
2.2	Mössbauer-spektroskopische Untersuchungen (Granate, Biotite)	14
2.3	Röntgenographische Untersuchungen.	15
2.4	Röntgenfluoreszenzanalytische Untersuchungen (Gesteinschemismus).	17
3.	Untersuchungen des Gesamtgesteins (Chemische Zusammensetzung).	18
3.1	Ergebnisse der Gesteinsanalysen und Diskussion.	19
4.	Untersuchung der Granate.	23
4.1	Allgemeines über die Granate und deren Zonarstruktur.	24
4.2	Beschreibung der Granate des Rotondo-, Tremolagranits und Gamsbodengneis.	26

Seite

4.3 Chemische Zusammensetzung und Zonarstruktur von Granaten des untersuchten Gebiets. 28

4.3.1 Verteilung der Elemente Ca, Fe und Mn über die Rand-Kerngranatpaare des Rotondo- und Tremolagranits. 40

4.4 Mössbauer-spektroskopische Untersuchungen. 44

4.4.1 Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnisse in den Granaten des Rotondogranits. 45

4.4.2 Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnisse in den Quartenschiefer-Granaten (Proben MF 228 und MF 307). 48

4.5 Gitterkonstanten der Rotondogranit- und Quartenschiefer-Granate. 48

4.6 Diskussion der Ergebnisse 49

5. Untersuchung der Feldspäte. 65

5.1 Allgemeines über die Al, Si-Verteilung im Gerüst der Kalifeldspäte. 66

5.1.1 Verwendung des Begriffs "Triklinität". 71

5.2 Mikroskopische Beschreibung der Mikrokline des Rotondo-, des Tremolagranits und des Gamsbodengneis. 73

5.3 Einkristalluntersuchungen mit der Präzessionsmethode. 76

5.4 Bestimmung der "Triklinitätsverteilung" innerhalb von Mikroklin-Porphyroblasten des Rotondogranits durch kombinierte Anwendung von Präzessions- und Guiniermethode. 82

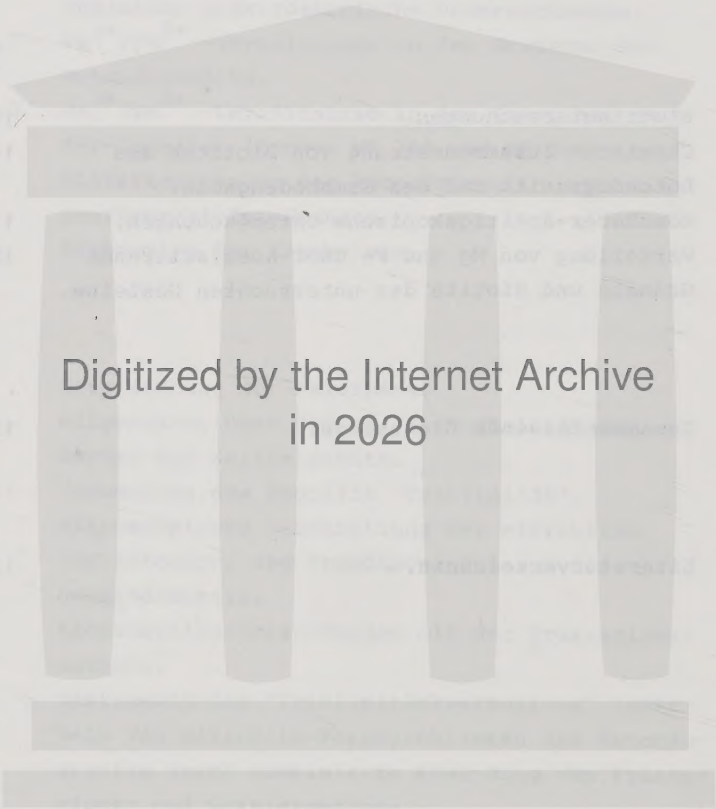
5.5 Untersuchung von Mikroklin-Porphyroblasten mit der Guiniermethode und Verfeinerung ihrer Gitterkonstanten. 86

5.6 Bestimmung der chemischen Zusammensetzung von Alkalifeldspäten des Rotondogranits mit der Mikrosonde. 94

5.7 Diskussion der Ergebnisse. 96

Seite

6.	Magnetituntersuchungen.	108
6.1	Bestimmung der chemischen Zusammensetzung und der Gitterkonstanten von Magnetiten des Rotondogranits und Diskussion der Ergebnisse.	109
7.	Biotituntersuchungen.	113
7.1	Chemische Zusammensetzung von Biotiten des Rotondogranits und des Gamsbodengneis.	114
7.2	Mössbauer-spektroskopische Untersuchungen.	116
7.3	Verteilung von Mg und Fe über koexistierende Granate und Biotite der untersuchten Gesteine.	120
8.	Zusammenfassende Diskussion.	123
9.	Literaturverzeichnis.	131



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546027_0054

1 Allgemeines über die granitischen Gesteine des Gotthard-Massivs.

Problemstellung.

Die Petrographie des Gotthard-Massivs ist in einer großen Anzahl von Arbeiten , darunter AMBÜHL (1929), EICHENBERGER (1974), FISCHER (1923), v. FRITSCH (1873), HAFNER (1958), HOFMÄNNER (1964), LABHART (1977), OBERHOLZER (1955), NIGGLI, E. (1948), NIGGLI, P. (1929), SONDER (1921), STEIGER (1962) ausführlich beschrieben worden.
Nach LABHART (1977) besteht das Gotthard-Massiv aus drei Großelementen:

A Das vorherzynische polymetamorphe Altkristallin (Para-, Ortho- und Mischgneise), welches grob in drei W-E verlaufende Zonen aufgegliedert ist (Nördliche Paragneiszone, Zone der Streifengneise, Südliche Paragneiszone).

B Die herzynischen Intrusivgesteine, welche schwerpunktmäßig im Lukmaniergebiet sowie im Bereich zwischen St. Gotthard- und Nufenenpaß angetroffen werden.

C Die mesozoische Sedimentbedeckung (z. B. Piora- und Scopi-Mulde).

Zu den herzynischen Intrusivgesteinen, welche den Kern des Gotthard-Massivs bilden, gehören der Rotondogranit, sein östlicher Ausläufer, bestehend aus Lucendro-, Tremola- und Prosagranit, sowie der Komplex des Gamsboden- und Fibbiagneis.

V. FRITSCH (1873) beschrieb diese Gesteine zuerst und benannte sie nach geographischen Gesichtspunkten (Pizzo Rotondo, Pizzo Lucendro, Val Tremola, Monte Prosa, Gamsboden und La Fibbia).

Nach SONDER (1921) sind die genannten granitischen Gesteine chemisch miteinander verwandt und durch Gravitations-Differenziation aus demselben Magma hervorgegangen.

Im Rahmen seiner Untersuchungen zur Petrographie des südwestlichen Gotthard-Massivs beschreibt HAFNER (1958) auch dessen granitische Gesteine sehr ausführlich. Dort wird der Rotondogranit als massiger aplitischer Granitstock (Oberfläche $\sim$20 km^2) mit scharfen Kontakten zu den Nebengesteinen (Paragneise der Pratoserie im S und Orthogneise der Zentralen Streifengneiszone im N, W und O) beschrieben. Der Komplex des Lucendro-, Tremola- und Prosagranit wird von HAFNER (1958) als östlicher Ausläufer des

des Rotondogranits bezeichnet, weil diese Gesteine im Handstück und im Dünnschliff nicht eindeutig voneinander unterschieden werden können.

Den Fibbiagneis (Oberfläche ~ 10 km^2) spricht HAFNER (1958) als granitähnlichen Gneis an, der eine deutliche von Biotit, Sericit und Feldspat gebildete Lineation zeigt. Die auffallenden bis zu 3 cm großen (Längserstreckung) Mikroklin-Einsprenglinge werden von HAFNER (1958) als alpidisch, von HOFMÄNNER (1964) als primär entstanden angesehen.

Der Gamsbodengneis (Oberfläche ~12 km^2) bildet mit dem Fibbiagneis einen zusammenhängenden Gesteinsstock (HAFNER, 1958; HOFMÄNNER, 1964). Die Gesteinsnamen haben sich lediglich auf Grund geographischer Gesichtspunkte ergeben.

Aus Abb. 1 ist die Lage der granitischen Intrusivgesteine des Gotthard-Massivs ersichtlich. Der mittlere Mineralbestand des Rotondogranits, des Tremolagranits und des Gamsbodengneis ist in Tab. 1 aufgeführt.

Abb. 1

Geologische Übersicht über das Gotthard-Massiv, sowie den zentralen und östlichen Teil des Aarmassivs nach LABHART (1977). Die untersuchten granitischen Gesteine des Gotthard-Massivs liegen im eingezeichneten Gebiet.

Tabelle 1

Mittlerer Mineralbestand des Rotondogranits, des Tremolagranits und des Gamsbodengneis (HAFNER, 1958; GRÜNENFELDER u. HAFNER, 1962).

	Rotondogranit	Tremolagranit	Gamsbodengneis
Quarz	33 %	38 %	20 - 30 %
Kalifeldspat	30 %	30 %	25 - 40 %
Albit	31 %	24 %	20 - 30 %
Biotit	3 %	5 %	10 %
Serizit / Muskovit	11.5 %	2.5 %	5 - 10 %
Granat	0.5 %	0.2 %	vorh.
Epidot	0.6 %	0.4 %	vorh.
Chlorit, Apatit, Erze, Zirkon	vorh.	vorh.	vorh.

Nach GRÜNENFELDER (1962) ergaben Altersbestimmungen an Zirkonen für den Fibbia- bzw. Gamsbodengneis ein Alter von 290 bis 305 Mio Jahre bzw. 275 bis 280 Mio Jahre. Für den Rotondogranit wurden Alterswerte von 150 Mio Jahren gefunden (GRÜNENFELDER u. HAFNER, 1962).
In jüngster Zeit sind von GRÜNENFELDER abermals Altersbestimmungen an Zirkonen des Rotondogranits durchgeführt worden. Die Publikation der Resultate ist in Vorbereitung.

Im Laufe seiner Entwicklungsgeschichte ist das Gotthard-Massiv mehrmals metamorph überprägt worden. Insbesondere die letzten Metamorphosen im Rahmen der alpidischen Gebirgsbildung haben deutlich ihre Spuren hinterlassen.
Das Gotthard-Massiv wurde von der alpidischen Metamorphose nicht gleichmäßig stark überprägt. Generell läßt sich ein Abklingen der Metamorphose in Süd-Nord-Richtung beobachten (NIGGLI, P. u. C. NIGGLI, 1965; FREY et al., 1974).
Die Beanspruchung durch die Metamorphose muß für Tremolagranit und Gamsboden- bzw. Fibbiagneis eine höhere gewesen sein, als für den Rotondogranit. Nach SPICHER (1972) herrschten im Bereich des Tremolagranits und Gamsboden(Fibbia-)-Gneis während der alpidischen Metamorphose Amphibolitfaziesbedingungen. Der Rotondogranit dagegen liegt im Übergangsbereich zwischen den hoch metamorphen Südalpen (Lepontin: Amphibolitfazies) und den schwach metamorphen Zentralmassiven (Aar- und nördliches Gotthard-Massiv: Grünschieferfazies).

Die Metamorphosenwirkung auf die Gesteine ist nicht nur in Form von Mineralneubildungen und -zersetzungen festzustellen; es werden auch solche Mineralphasen strukturell geändert, die innerhalb des generellen Stabilitätsfeldes der physikalisch-chemischen Zustandsgrößen der Metamorphose liegen. Zu solchen strukturellen Änderungen gehören z. B. Änderungen in der Kationenbesetzung bestimmter Kristallgitterplätze (Ordnungs- Unordnungs-Vorgänge), Entmischungen oder Homogenisierungen, Änderungen der chemischen Zusammensetzung von Mischkristallen und geänderte Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnisse in Mineralen , die in ihrer Struktur beide Wertigkeiten des Eisens zulassen.

Für systematische mineralogische Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen den Auswirkungen der alpidischen Metamorphose einerseits und intrakristallinen Änderungen andererseits bieten sich solche Mineralphasen an, die möglichst in allen Gesteinsserien des untersuchten Gebiets auftreten und innerhalb deren Kristallstruktur Veränderungen in Abhängigkeit von den Metamorphosebedingungen hervorgerufen werden können. Hierzu eignen sich folgende Minerale:

1. Granat

   Die Kristallchemie des Granats kann durch die Bildungs- und Metamorphosebedingungen deutlich beeinflußt werden. Hierbei ist insbesondere die Verteilung der zweiwertigen Kationen über die Granatstruktur und der Anteil von

zwei- und dreiwertigem Eisen am Gesamteisen von Interesse.

2. Alkalifeldspat

Die Verteilung der Si- und Al-Atome auf die tetraedrisch koordinierten Gitterplätze im Gerüst der Alkalifeldspäte, welche einen entscheidenden Einfluß auf deren Gittermetrik ausübt, ist hauptsächlich auf die Einwirkung der letzten Metamorphose zurückzuführen. Aber auch das Phänomen der perthitischen Entmischung zwischen der K- und der Na-Feldspatphase ist an einen bestimmten Ablauf der Kristallisationsgeschichte geknüpft und kann sich ebenfalls auf die Gitterkonstanten auswirken.

3. Akzessorisch auftretende Oxidminerale

Der qualitative Oxidmineralbestand ist eng mit dem Sauerstoffpartialdruck , der während ihrer Bildung herrschte, gekoppelt. Die chemische Zusammensetzung der akzessorischen Erzminerale ist nicht ohne Einfluß auf deren Stabilität (z. B. ein steigender Ti-Gehalt in Hämatit läßt dessen Stabilitätsfeld zu geringeren Sauerstoffpartialdrucken verlagern).

Im Rahmen dieser Arbeit sind schwerpunktmäßig kristallchemische Untersuchungen an Granat und kristallographische Untersuchungen an Alkalifeldspäten des Rotondogranits, des Tremolagranits und des Gamsbodengneis durchgeführt worden. Die Granate sollen auf ihre chemische Zusammensetzung, ihre Zonarstruktur und ihr Fe^{3+}/Fe^{2+}-Verhältnis untersucht, die Alkalifeldspäte sollen durch ihre kristallographischen Daten charakterisiert werden.
Die Ergebnisse aus den Granat- und Feldspatuntersuchungen sollen durch zusätzliche Untersuchungen an Magnetiten und Biotiten der gleichen Gesteine ergänzt werden.

In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, bis zu welchem Ausmaß sich die gefundenen charakteristischen Merkmale der untersuchten Minerale aus granitischen Gesteinen des Gotthard-Massivs auf die Einwirkung der alpidischen Metamorphose zurückführen lassen.

Ob die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Minerale unterschiedliche charakteristische Merkmale, welche eine Zuordnung zu dem jeweiligen Herkunftsgestein ermöglichen, aufweisen oder bis zu welchem Grad Gemeinsamkeiten bestehen, soll außerdem diskutiert werden.

1.1 Entnahme der Gesteinsproben im Untersuchungsgebiet

Die untersuchten Gesteinsproben aus dem Rotondogranit wurden sowohl aus der Baustelle des Basistunnels der Furka-Oberalp-Bahn (Oberwald/Wallis - Realp/Uri), als auch aus dem in NW-SO-Richtung verlaufenden, zum Tunnel gehörigen Fensterstollen entnommen. Die Probenentnahmestelle ist durch eine mehrstellige Zahl und einen Buchstaben gekennzeichnet. Die Zahl gibt die Entfernung des Probenfundpunkts zum Stollenausgang in Metern an, der Buchstabe O bezieht sich auf den Stollenausgang Oberwald, der Buchstabe R auf den Stollenausgang Ronco.

Die untersuchten Gesteinsproben aus dem Gamsbodengneis und dem östlichen Ausläufer des Rotondogranits stammen aus dem in N-S-Richtung verlaufenden Sicherheitsstollen des Gotthard-Straßentunnels (Airolo-Göschenen). Die Probenentnahmestelle ist durch den Buchstaben S (Südportal des Gotthard-Straßentunnels) und eine mehrstellige Zahl, die die Entfernung des Probenfundpunkts in Metern zum Stollenausgang angibt, gekennzeichnet.

V. FRITSCH (1873) unterteilte den östlichen Ausläufer des Rotondogranits in den Lucendro-, Tremola- und Prosagranit. Auf Grund ihrer engen Beziehung zueinander

(HAFNER, 1958) wird in dieser Arbeit die Bezeichnung "Tremolagranit" für den gesamten östlichen Ausläufer des Rotondogranits verwendet.

Aus Abb. 2 ist der Verlauf des Furka- und Gotthard-Tunnels,sowie die Verteilung der Probenfundpunkte im Gebiet des Rotondo- , Tremola- (bzw. Prosa-) Granit und Gamsbodengneis ersichtlich.

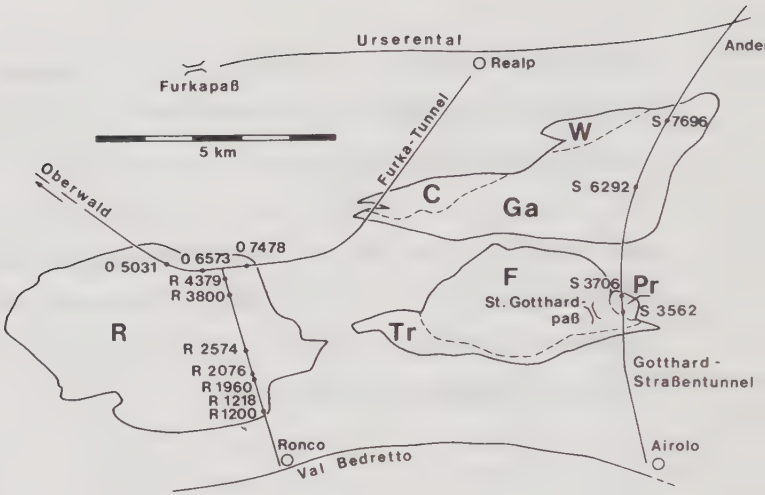


Abb. 2

Verteilung der Probenfundpunkte im Rotondogranit, im Tremola- (Prosa-) Granit und im Gamsbodengneis im Verlauf des Furka-Tunnels einschließlich des zugehörigen Fensterstollens und des Gotthard-Straßentunnels.

Die Gesteinssignaturen entsprechen denjenigen der Abb. 1 .

Die Signaturen der Gesteinsproben beziehen sich auf die Entfernung zum Stollenausgang in m und den jeweiligen Stollenausgang (O = Oberwald, R = Ronco, S = Airolo).

Der Verlauf des Furka-Tunnels wurde entsprechend des Übersichtsplans der Ingenieurgemeinschaft Basistunnel Furka, der Verlauf des Gotthard-Straßentunnels entsprechend der Situation Planimetria generale der Ingenieurgemeinschaft Gotthard-Straßentunnel in die geologische Übersichtskarte eingetragen.

Eine Aufschlüsselung über die Beziehung zwischen den Gesteinsproben, deren Fundpunkte in Abb. 2 eingetragen sind und den durchgeführten Untersuchungen ist nachstehend gegeben:

Gesteinsanalyse

R - 1200 , R - 2076 , R - 2574 , O - 5031 , O - 6573 , O - 7418
S - 3706 , S - 6292

Granatuntersuchungen

R - 1200 , R - 2076 , R - 2574 , O - 6573 , S - 3706 , S - 6292

Feldspatuntersuchungen (Verfeinerung der Gitterkonstanten)

R - 1218 , R - 1960 , R - 3800 , R - 4379 , O - 5031 , O - 7418
S - 3562 , S - 3706 , S - 6292 , S - 7696

Magnetituntersuchungen

R - 1200 , R - 2574 , O - 6573

Biotituntersuchungen

R - 1200 , R - 2574 , S - 6292

2. Methodisches

2.1 Mikrosondenanalysen
(Granate, Feldspäte, Biotite, Magnetite)

Die genannten Minerale wurden mit Hilfe der Mikrosonde auf ihren Chemismus und Zonarbau untersucht. Bis auf die Biotitanalysen wurden alle Mikrosondenanalysen im Max-Planck-Institut für Kernphysik in Heidelberg an der ARL-EMX-Mikrosonde mit Software-Automation nach FINGER und Korrekturfaktoren nach ALBEE u. RAY (1970) durchgeführt. Für nachfolgende Elemente wurden folgende Standards verwendet:

Al	-	Adular	Mg	-	Balsam Olivin
	-	$Jadeit_{35}/Diopsid_{65}$	Mn	-	Pyroxmangit
Ca	-	Diopsid	Si	-	Adular
	-	Jadeit		-	Diopsid
Fe	-	Fayalit	Ti	-	Pseudobrookit
	-	Magnetit		-	Ti-Diopsid
K	-	Adular			

Die Biotitanalysen wurden an der ARL-EMX-Mikrosonde des Mineralogisch-Petrologischen Institutes der Universität Uppsala ausgeführt.
Die Granat-Elementverteilungsbilder wurden an der fachbereichseigenen Mikrosonde (Typ Cameca) angefertigt.

2.2 Mössbauer-spektroskopische Untersuchungen
(Granate, Biotite)

Für die Herstellung der Absorber wurden aus aufbereiteten Mineralkonzentraten Mengen von 20 bis 115 mg, je nach dem Eisengehalt der Probe, unter dem Binokular

reinst, einschlußfrei ausgelesen. Diese von Hand separierte Fraktion wurde zu Pulver gemahlen und röntgenographisch auf ihre Reinheit überprüft.
Nach Vermischen des Probenpulvers mit 150 mg Lucit (Transoptic Powder No. 20-3400 AB, Buehler Ltd. Evanston/Ill.) als Bindemittel konnte der Absorber gepreßt werden. Die Dichte des Absorbers betrug 5 mg Fe/cm^2 . Die Mössbauer-Spektren wurden bei Raumtemperatur mit einer ^{57}Co-in-Pd-Quelle unter Verwendung eines elektromechanischen Quellenantriebs mit dreiecksförmigem Geschwindigkeitsverlauf aufgenommen und in einem Vielkanalanalysator gespeichert. Den beobachteten Spektren wurden nach der Methode der kleinsten Quadrate Linien mit Lorentzform angepaßt, für die Geschwindigkeit, Intensität und Halbwertsbreite als Variable angegeben werden. Die aus den Raumtemperaturspektren der Granate bestimmten Flächenverhältnisse der Fe^{3+}- zu den Fe^{2+}- Duletten (Abb. 14) wurden mit dem von AMTHAUER et al. (1976) angegebenen Faktor korrigiert, weil bei Raumtemperatur die rückstoßfreien Anteile von Fe^{3+} auf den oktaedrisch koordinierten und von Fe^{2+} auf den dodekaedrischen Gitterplätzen unterschiedlich sind.
Methode und Apparatur sind ausführlich bei VIRGO u. HAFNER (1969) beschrieben.

2.3 Röntgenographische Untersuchungen (Feldspäte, Granate, Biotite)

Als röntgenographische Untersuchungsmethoden fanden sowohl Einkristall- (Präzessionsmethode), als auch Pulver-Diffraktion (Guinier-Methode) Anwendung.
Im Handstück erkennbare Kalifeldspäte wurden für die Untersuchung herauspräpariert; nach Verkleinerung der auf diese Weise erhaltenen Kalifeldspatbruchstücke

auf einen mittleren Korndurchmesser von ~ 1 mm wurde unter dem Binokular das am besten geeignete Kristallfragment herausgesucht, welches mit der (010)-Fläche auf einen Glasfaden aufgeklebt wurde. In der Präzessionskammer erfolgte die Ausrichtung der (100)-Fläche (schlechte Spaltbarkeit) auf den Primärstrahl. Nach einer durchschnittlichen Belichtungsdauer von 15 h (MoKα- Strahlung, Zr - Filter, Präzessionswinkel $\mu = 25^{\circ}$, Generatorleistung 1.3 kW) wurde auf diese Art die Okl-Ebene mit b^* , c^* und α^* als Konstanten des reziproken Gitters abgebildet. Eine Abbildung der hkO-Ebene mit den reziproken Gitterparametern a^* , b^* , γ^* konnte nach Drehung um die b^* - Achse um den Betrag von ß (116°) erhalten werden.

Im weiteren Verlauf der Feldspatuntersuchungen erwies es sich als unumgänglich Einkristall- und Pulver-Methoden zu kombinieren. Hierzu wurden ungedeckte polierte Dünnschliffe (Dicke ~ 60 µm) hergestellt. Aus einem geeigneten Feldspatporphyroblasten wurden über diesen verteilt drei bis sieben 0.3 mm große Kristallbruchstücke herausgeschnitten, die anschließend mit Hilfe der Präzessionsmethode untersucht wurden. Die Reste des Feldspatporphyroblasten wurden ebenfalls herauspräpariert, gepulvert, mit einer Spur Si als internem Standard vermischt, und das Röntgenpulverdiagramm mit einer Hägg-Guinier-Kammer ($CrK\alpha_1$- Strahlung, 40 kV-25 mA, 6 h) aufgenommen. Eine vor der Aufnahme auf den Guinier-Film belichtete Skala und ein zugehöriges Ablesegerät ermöglichten eine Meßgenauigkeit von $\pm$ 0.03 mm; dies entspricht einem Fehler von $\pm$ 0.02° 2ϑ .

Nach Umrechnung der Kalifeldspat-Interferenzen in d-Werte erfolgte deren Indizierung durch Vergleich mit entsprechend berechneten Kalifeldspat-Reflexen (d-Wert, Intensität, Indizierung) nach BORG u. SMITH (1969). Je nach Probensubstanzmenge konnten 20 bis 34 Reflexe (sh. Tab. 7) eindeutig indiziert werden. Die Gitterkonstanten wurden nach dem Prinzip der kleinsten Quadratsumme unter Verwendung des PARAM-Programms aus dem X-Ray-System verfeinert.

Die röntgenographische Untersuchung der Granate, Magnetite und Biotite erfolgte ebenfalls mit der Guinier-Methode. Die Gitterkonstante der Granate wurde in analoger Weise zu denjenigen der Feldspäte bestimmt (Aufnahme des Pulverdiagramms mit Si-Pulver als internem Standard, Vermessung der Granat- bzw. Magnetit-Reflexe gegen die Si-Interferenzen, Indizierung durch Vergleich mit bekannten Granaten nach GIBBS u. SMITH (1965) bzw. der ASTM-Kartei.
Die Biotit-Reflexe wurden lediglich qualitativ erfaßt, um eine Information über den Reinheitsgrad der Probe zu erhalten.

2.4 Röntgenfluoreszenzanalytische Untersuchungen (Gesteinschemismus)

Von acht über das Untersuchungsgebiet verstreuten Fundpunkten wurde jeweils ein ungefähr faustgroßes Gesteinsstück zerkleinert und anschließend pulverisiert. Aus einer Menge von 1 g dieses Gesteinspulvers wurde nach vorhergehendem Aufschmelzen zwecks Homogenisierung eine "Schmelztablette" hergestellt, welche anschließend mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzmethode analysiert wurde.

Die quantitative Bestimmung des SiO_2- , Al_2O_3- , Fe_2O_3*- , MnO- ,MgO- , CaO- , Na_2O- , K_2O- und TiO_2-Gehalts der Gesteinsprobe erfolgte durch Extrapolation anhand von Eichkurven basierend auf internationalen Gesteinsstandards. Der Analysenfehler wird mit 1 bis 2 % rel. angegeben. Gerät und Methode sind bei WANNEMACHER (1979) beschrieben. Die Gesteinsproben wurden an der Röntgenfluoreszenz-Apparatur des Mineralogischen Instituts der Universität Saarbrücken analysiert.

3. Untersuchungen des Gesamtgesteins

(Chemische Zusammensetzung)

Es wurden von drei unterschiedlichen Bereichen aus dem Rotondogranit, dem Tremolagranit und dem Gamsbodengneis insgesamt acht Proben für eine Gesamtgesteinsanalyse entnommen. Die Probenfundpunkte sind in der Skizze der Abb. 2 verzeichnet. Durch die Bestimmung der chemischen Gesteinszusammensetzung sollten folgende Fragen geklärt werden:

Unterscheidet sich die chemische Zusammensetzung der analysierten Gesteinsproben aus dem südlichen wesentlich von denjenigen aus dem nördlichen Rotondogranit ?

Entspricht der Chemismus des Tremolagranits dem des Rotondogranits ?

---

* Gesamteisen als Fe_2O_3 gerechnet.

Wie unterscheiden sich die analysierten Proben aus dem Komplex des Rotondo- und Tremolagranits von denen des Gamsbodengneis in ihrer chemischen Zusammensetzung ?

Welche Beziehung besteht zwischen dem Mn-Gehalt des Gesteins und dem des Granats ? (sh. Abschn. 4).

3.1 Ergebnisse der Gesteinsanalysen und Diskussion

Die chemische Zusammensetzung der analysierten Proben ist in Tab. 2 wiedergegeben. Dort sind auch die aus den Analysen berechneten Niggli-Werte enthalten. Auffallend sind die hohen si-Werte für Rotondo- und Tremolagranit. Die alk- , fm- und c-Werte entsprechen durchaus denen, die für Aplitgranite üblich sind (TRÖGER, 1935). Die Analysen- und Niggli-Werte des Gamsbodengneis setzen sich von den übrigen Werten signifikant ab durch deutlich geringere si- und alk-Werte, sowie erkennbar höhere fm- und c-Werte.
In dem geochemischen Variationsdiagramm der Abb. 3 sind die al- , alk- , c- und fm-Werte gegen die si-Werte aufgetragen.

Insgesamt läßt sich feststellen, daß die chemische Zusammensetzung der untersuchten Gamsbodengneisprobe von

denjenigen des Rotondo- und Tremolagranits abweicht; letztere sind vom geochemischen Aspekt nicht zu unterscheiden.

Tabelle 2

Chemische Zusammensetzung des Rotondogranits, des Tremolagranits und des Gamsbodengneis (Röntgenfluoreszenz-Analyse) und zugehörige Niggli-Werte

	südlicher Rotondogranit			nördlicher Rotondogranit			Tremolagranit	Gamsbodengneis
	R-1200	R-2076	R-2574	O-5031	O-6573	O-7478	S-3706	S-6292
SiO_2	76.82	80.56	79.75	77.87	75.45	77.54	77.47	73.22
Al_2O_3	13.17	10.19	10.98	11.58	12.57	12.49	12.18	14.53
Fe_2O_3+	1.00	1.30	1.50	1.30	1.70	1.30	1.90	2.29
MnO	0.08	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06
MgO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	-	0.01	0.26
CaO	0.68	0.65	0.75	0.40	0.85	0.45	0.90	1.99
Na_2O	4.25	2.71	2.82	3.45	3.53	3.86	3.40	3.77
K_2O	4.34	4.10	3.83	4.35	4.85	4.94	4.16	3.34
TiO_2	0.06	0.08	0.10	0.05	0.10	0.05	0.09	0.24
Glühverlust	0.23	0.14	0.19	0.13	0.20	0.07	0.17	0.51
Total:	100.64	99.79	99.80	99.19	99.30	100.74	100.34	100.21
si	474.2	619.0	583.2	541.0	467.6	493.1	497.7	392.6
al	47.9	46.14	47.4	47.4	45.9	46.8	46.1	45.9
alk	42.5	40.6	38.0	42.5	40.3	43.8	38.2	31.0
fm	5.2	8.0	8.7	7.2	8.2	6.4	9.6	11.6
c	4.5	5.4	5.9	3.0	5.6	3.1	6.2	11.4
ti	0.3	0.5	0.6	0.3	0.5	0.2	0.4	1.0
k	0.51	0.60	0.58	0.56	0.58	0.56	0.55	0.47

\+ Gesamteisen als Fe_2O_3

Glühverlust = Gewichtsdifferenz beim Glühen (1000°C) ohne Berücksichtigung der Oxidation von Fe^{2+} zu Fe^{3+}

Alle Analysenwerte sind im Gew.% angegeben

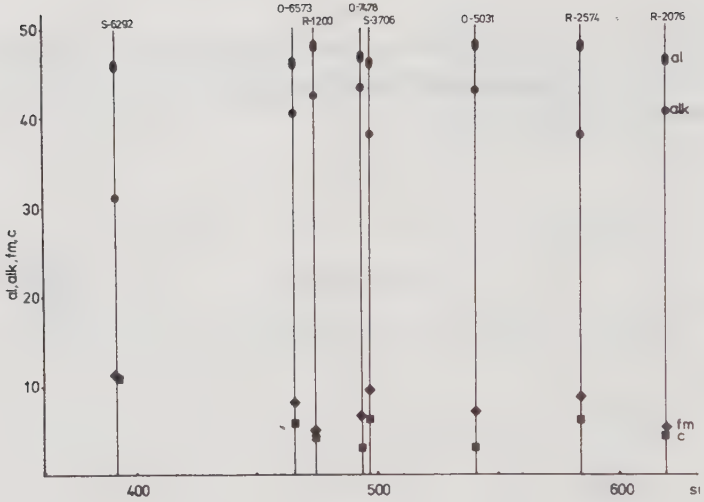


Abb. 3

Geochemisches Variationsdiagramm granitischer Gesteine des Gotthard-Massivs. Eingetragen sind die aus den Gesteinsanalysen berechneten Niggli-Werte aus Tab. 2.

4. Untersuchung der Granate

In allen granitischen Gesteinen des Gotthard-Massivs ist Granat in geringen Konzentrationen (unter 1 Vol%) vertreten.

Die Granate des Rotondogranits wurden erstmals von STECK u. BURRI (1971) beschrieben, jedoch ohne exakte kristallchemische Charakterisierung derselben. Es fehlen Hinweise über die Zonarstruktur, die Wertigkeit des Eisens und die genaue chemische Zusammensetzung. Im Zusammenhang mit dem Gesteinschemismus und dem Ablauf der letzten Metamorphose lassen sich gerade aus diesen kristallchemischen Merkmalen Rückschlüsse auf die Granatgenese ziehen.

Nach ACKERMAND u. MORTEANI (1976), ATHERTON (1968), FREY (1969), OLIMPIO u. ANDERSON (1978) besteht eine enge Beziehung zwischen der Granatzonarstruktur, dem Granatchemismus, der Gesamtgesteinszusammensetzung und der Granatbildung. Daher wurden die Granate des Rotondogranits, des Tremolagranits und des Gamsbodengneis mikrosondenanalytisch, mössbauer-spektroskopisch und röntgenographisch untersucht.

4.1 Allgemeines über die Granate und deren Zonarstruktur

Die Granate gehören zu der Gruppe der Inselsilikate mit der allgemeinen Formel $X_3Y_2(ZO_4)_3$ (Raumgruppe I a 3d). In natürlichen Granaten findet man auf den dodekaedrisch koordinierten X-Plätzen Elemente wie Mg, Ca, Fe^{2+}, Mn, auf den Y-Plätzen in oktaedrischer Koordination Al, Cr^{3+}, Fe^{3+} und Ti^{4+}, während man auf den Z-Positionen hauptsächlich Si, untergeordnet auch Fe^{3+}, Al und Ti^{4+} in tetraedrischer Umgebung antrifft. Sehr häufig zeigen die Granate eine ausgeprägte Zonarstruktur, wobei die Elemente Ca, Fe, Mg und Mn vom Granatzentrum bis zum -rand in charakteristischer Weise ihre Konzentration variieren. In Abb. 4 ist der Verlauf der Konzentrationskurven der erwähnten Elemente über dem Schnitt eines Granatkorns dargestellt, wie man ihn am häufigsten antrifft. Die Kurven für die Elemente Ca und Mn zeigen eine glockenförmige Verteilung mit einem Maximum über dem Granatzentrum; dagegen weisen die ebenfalls glockenförmig verlaufenden Kurven der Elemente Fe und Mg ein mehr oder weniger stark ausgeprägtes Minimum über dem Granatmittelpunkt auf. Ausführliche Untersuchungen zur Entstehung des Zonarbaus im Granat findet man bei ANDERSON u. BUCKLEY (1973), BANNO u. KURATA (1972), BROWN (1969) und HOLLISTER (1966). Die grundlegenden Erkenntnisse dieser Autoren hierüber sind in Abschnitt 4.6 zusammengefaßt.

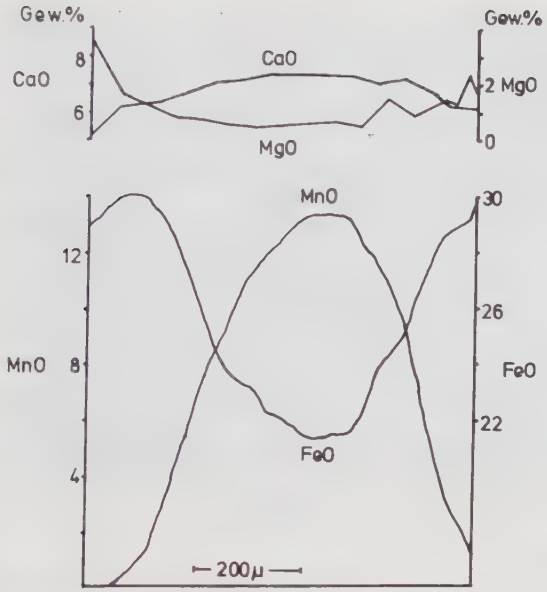


Abb. 4

Beispiel einer typischen Granatzonarstruktur. Verteilungskurven für CaO, FeO, MgO und MnO über dem Querschnitt eines Granats aus den Quartenschiefern des Lukmaniergebiets (nach FREY, 1969).

4.2 Beschreibung der Granate des Rotondo-, Tremolagranits und Gamsbodengneis

Besonders charakteristisch ausgebildete Granate treten im Rotondogranit und im Tremolagranit auf. Abb. 5 zeigt das Dünnschliffbild eines solchen Granats. Dieser besteht aus einem nicht idiomorphen, korrodierten Kern und einem äußeren atollartig ausgebildeten idiomorphen Anwachssaum. Beide Teile sind meist durch einen aus Hellglimmer, teilweise auch Epidot und/oder Chlorit bestehenden Reaktionsrand voneinander abgesetzt. Der mittlere Korndurchmesser dieser Gebilde beträgt 0.3 mm. Farbunterschiede zwischen Rand- und Kerngranat sind am deutlichsten im Körnerpräparat zu erkennen. Der Kerngranat ist orange milchig gefärbt, während der Randgranat durchsichtig ist und durch eine dunkelrote Farbe auffällt.
Die Granate des Gamsbodengneis dagegen wurden nicht in dieser charakteristischen Rand-Kerngranat-Ausbildung beobachtet. Sie treten sowohl in idiomorpher, als auch in teilweise resorbierter Form auf. Ihr mittlerer Korndurchmesser beträgt 0.1 mm. Sie sind milchig orange gefärbt, ähnlich den Kerngranaten des Rotondo- und Tremolagranits.

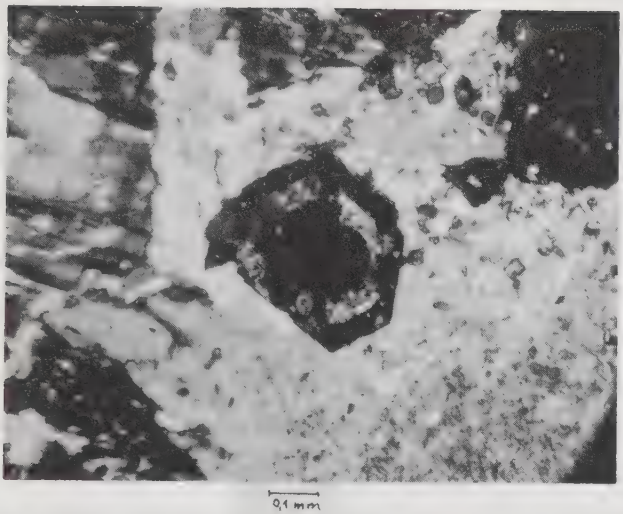


Abb. 5

Typisches Rand-Kerngranatpaar des Rotondogranits. Die Probe wurde im Fensterstollen des Furka-Tunnels 63 m vom südlichen Kontakt Rotondogranit-Nebengestein entnommen (Probe R-1200).

4.3 Chemische Zusammensetzung und Zonarstruktur von Granaten des untersuchten Gebiets

Mit Hilfe der Mikrosonde wurden die Granate auf ihren Chemismus und Zonarbau untersucht. Es ergab sich hierbei, daß die Rand- und Kerngranatpaare des Rotondogranits zwei unterschiedliche Granatphasen repräsentieren; ferner zeigen die Granate aus dem südlichen Bereich des Rotondogranits andere Merkmale als diejenigen aus dem nördlichen Teil. Die Rand-Kerngranate des Tremolagranits setzen sich chemisch von denjenigen des Rotondogranits ab. Ebenso zeigen die Granate des Gamsbodengneis einen für sie charakteristischen Chemismus und Zonarbau.

Die genannten unterschiedlichen Merkmale sind aus Tab. 3, in der die mittlere chemische Zusammensetzung aller mikrosondenanalytisch untersuchten Granate aus dem Rotondo-, Tremolagranit und Gamsbodengneis aufgeführt ist,ersichtlich. Die Lage der Probenfundpunkte geht aus Abb. 2 (1.1) hervor.

Sowohl im Rotondo- als auch im Tremolagranit unterscheidet sich der Rand- vom Kerngranat generell durch niedrigere MnO-, höhere CaO- und FeO-Gehalte (Gesamteisen als FeO gerechnet). Im Tremolagranit ist sowohl

der Rand- als auch der Kerngranat deutlich MnO-ärmer als die entsprechenden Granatphasen im Rotondogranit. Der Chemismus der Gamsbodengneis-Granate weicht nur geringfügig von denjenigen der Rotondo- und Tremolagranit-Granate ab. MgO ist in Mengen < 0.22 Gew.% in allen Granaten enthalten , ohne eine bevorzugte Verteilung auf den Rand- oder den Kerngranat. In den Granaten des südlichen Rotondogranits wurde in Mengen < 0.13 Gew.% TiO_2 festgestellt.

Auf Grund ihrer Zonarstruktur konnten zwischen den Rand-Kerngranatpaaren aus dem südlichen und dem nördlichen Rotondogranit charakteristische Unterschiede gefunden werden. Die in Abb. 6 dargestellte Verteilung von MnO, CaO, FeO über dem Querschnitt eines Rand-Kerngranatpaars (Probe R-1200) ist repräsentativ für alle aus dem südlichen Teil des Rotondogranits untersuchten Granate. Die CaO-Kurve bewegt sich über dem Randgranat zwischen 13 und 17 Gew. % CaO nach innen ansteigend, während sie auf Werte um 8 Gew. % CaO über dem Kerngranat abfällt; dabei läßt sich ein deutlicher Anstieg des CaO-Gehalts im Granatzentrum erkennen. Im Gegensatz zur CaO-Verteilungskurve verläuft die MnO-Verteilungskurve über dem Randgranat von außen nach in-

Tabelle 3

Chemische Zusammensetzung von Granaten des Rotondogranits, des Tremolagranits, des Gamsbodengneis und der Quartenschiefer in Gew. %. Mittelwerte von zonar gebauten Granaten (Mikrosondenanalysen). Meßfehler der Einzelmessung ≈ 1 % rel.
Die Variation von MnO, FeO und CaO geht aus den Abb. 6 bis 9 hervor.

	MnO	FeO^+	CaO	MgO	TiO_2	Al_2O_3	SiO_2	Total	Anzahl der untersuchten Granatkörner	Meßpunkte
Rotondogranit										
R-1200										
Rand	6.11	19.79	15.99	0.13	0.02	20.16	37.58	99.78	3	17
Kern	20.00	14.55	8.27	0.13	0.13	19.90	37.01	99.99		24
R-2076										
Rand	3.64	20.95	17.88	0.20	0.06	20.44	37.36	100.53	3	11
Kern	17.40	13.88	11.78	0.17	0.10	20.22	36.53	100.08		10
R-2574										
Rand	5.78	20.27	16.24	0.22	-	19.50	37.50	99.51	2	9
Kern	14.20	10.71	17.67	0.01	-	19.25	37.48	99.32		12
O-6573										
Rand	6.22	19.12	16.53	0.04	-	19.03	37.53	98.47	2	5
Kern	13.67	16.23	11.50	0.09	-	19.04	37.09	97.62		8
Tremolagranit										
S-3706										
Rand	1.43	23.04	16.94	0.02	-	19.59	37.59	98.61	2	12
Kern	7.82	21.42	13.11	0.03	-	19.43	37.23	99.04		14
Gamsbodengneis										
S-6292	9.23	14.11	17.17	0.21	-	19.87	38.16	98.75	4	35
Quartenschiefer										
MF 228	0.20	30.50	7.30	3.00	0.30	20.60	38.10	100.20	(FREY,1969) a	
MF 307	1.90	29.90	5.10	3.50	0.30	21.00	38.60	99.60	(FREY,1969) a	

a = naßchemische Analysen

$^+$ = Gesamteisen als FeO gerechnet

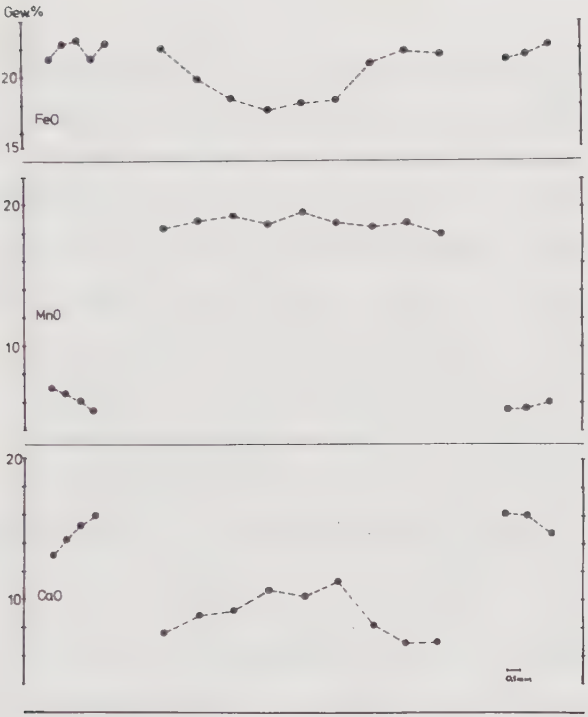


Abb. 6

Zonarbau eines Rand-Kerngranatpaars aus dem südlichen Rotondogranit (Probe R-1200). Verteilungskurven für die Elemente Ca, Fe und Mn.
Gesamteisen als FeO gerechnet.

nen leicht abfallend zwischen 5 und 6 Gew. % MnO; über dem Kerngranat steigt sie sprunghaft um weitere 15 Gew. % MnO an, mit der Andeutung eines Maximums über dem Zentrum. Der FeO-Gehalt zeigt beim Übergang vom Rand- zum Kerngranat keine sprunghafte Änderung. Die FeO-Verteilungskurve verläuft zwischen 22 und 14 Gew. % FeO glockenförmig mit einem Minimum über dem Granatzentrum.

Eine anders ausgebildete Zonarstruktur zeigen die Rand-Kerngranatpaare aus dem nördlichen Rotondogranit (z. B. O-6573). Der Verlauf der Verteilungskurve für Ca, Mn und Fe über dem Querschnitt eines Rand-Kerngranats ist in Abb. 7 gezeigt. Die CaO-, MnO- und FeO-Konzentrationen ändern sich im Zuge des Übergangs vom Rand- zum Kerngranat in der gleichen Größenordnung wie im vorherbeschriebenen Fall, jedoch sind die Zonarstrukturen sehr außergewöhnlich:

Der MnO-Gehalt fällt sowohl im Rand- als auch im Kerngranat von außen nach innen ab. Die CaO-Kurve bewegt sich gegenläufig zur MnO-Kurve mit einem sprunghaften Anstieg um 4 Gew. % im Kerngranatzentrum.

Die FeO-Verteilungskurve zeigt einen indifferenten Verlauf.

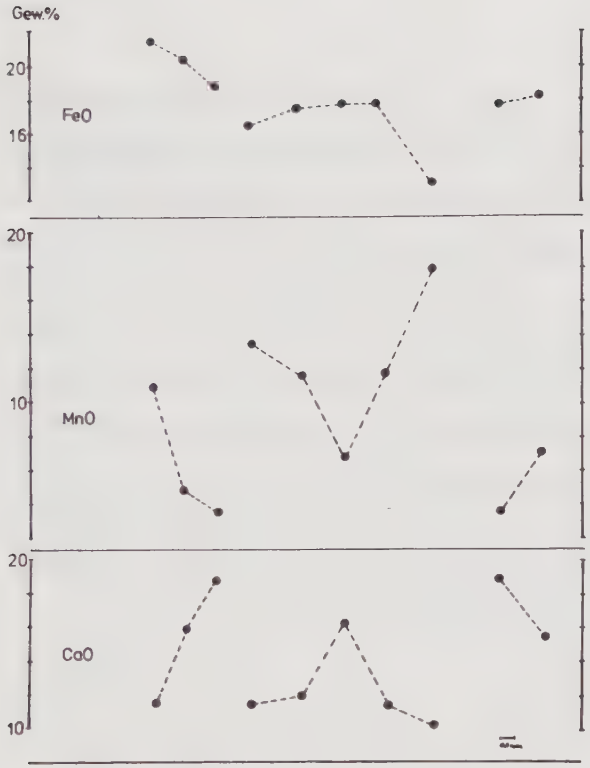


Abb. 7

Zonarbau eines Rand-Kerngranatpaars aus dem nördlichen Rotondogranit (Probe O-6573) . Verteilungskurve für die Elemente Ca , Fe und Mn .

Gesamteisen als FeO gerechnet.

Die Rand-Kerngranatpaare aus dem Tremolagranit sind denjenigen aus dem nördlichen Rotondogranit in der Form ihrer Zonarstruktur sehr ähnlich. Wie in Abb. 8 gezeigt wird, fällt sowohl über dem Rand als auch über dem Kerngranat der MnO-Gehalt von außen nach innen ab, bei deutlich geringeren MnO-Konzentrationen verglichen mit den Granaten des nördlichen und südlichen Teils des Rotondogranits. Der Verlauf der CaO- und FeO-Kurven läßt sich lediglich partiell mit dem Verlauf der MnO-Kurve korellieren (Gegenläufigkeit der CaO- mit der MnO-Verteilungskurve).

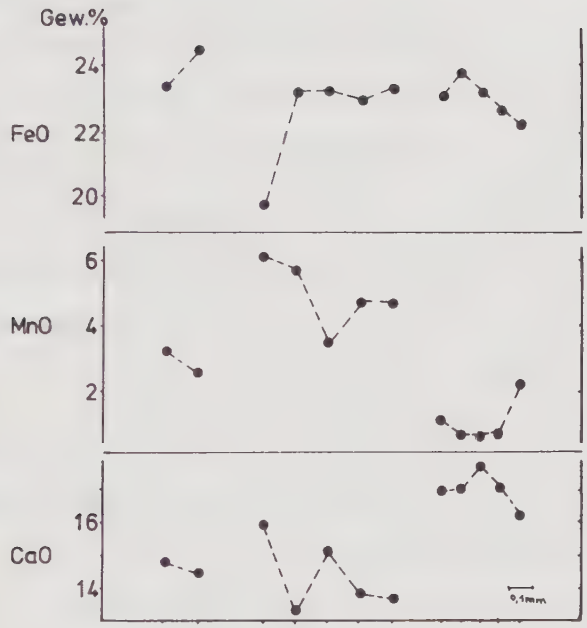


Abb. 8

Variationen der Elemente Ca, Mn und Fe über dem Querschnitt eines Rand-Kerngranatpaars aus dem Tremolagranit (Probe S-3706).

Gesamteisen als FeO gerechnet.

Im Granat des Gamsbodengneis dagegen wurde der im allgemeinen typische , kontinuierlich glockenförmige Zonarbau beobachtet, ähnlich der in Abb. 4 dargestellten Zonarstruktur der Quartenschiefer-Granate aus dem Lukmaniergebiet. Abb. 9 zeigt die Verteilungskurven für CaO, MnO und FeO über dem Querschnitt eines Granats aus dem Gamsbodengneis. Die CaO-Konzentration steigt vom Rand zum Zentrum von 16 auf 20 Gew. % CaO an, die MnO-Kurve bewegt sich zwischen 6.5 und 14.5 Gew. % MnO mit einem ausgeprägten Maximum über dem Granatzentrum.
Die FeO-Verteilungskurve verläuft größenordnungsmäßig zwischen denselben Werten mit einem ausgeprägten Minimum im Granatkern.
Ein MgO-Zonarbau wurde nicht festgestellt.

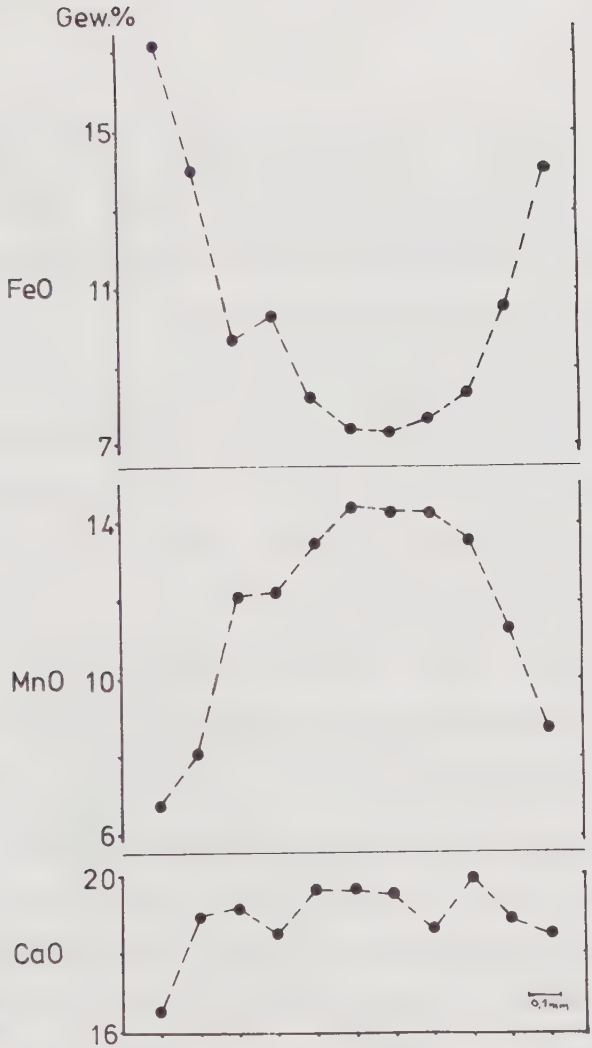


Abb. 9

Zonarbau eines Granats aus dem Gamsbodengneis. Verteilung der Elemente Ca, Mn und Fe über einem Granat-Querschnitt der Probe S-6292. Gesamteisen als FeO gerechnet.

Auch in der graphischen Darstellung der zweiwertigen Kationen, welche die X-Plätze in der Kristallstruktur des Granats einnehmen können, lassen sich die untersuchten Granate nach unterschiedlichen Gesichtspunkten differenzieren. In Abb. 10 ist der MnO-Gehalt gegen die Summe der CaO- , FeO- und MgO-Gehalte der untersuchten Granate aus Tab. 3 gegeneinander aufgetragen. Zwischen beiden Variablen besteht eine lineare Abhängigkeit. Die darstellenden Punkte der Rand- und Kerngranate des Rotondogranits sind deutlich voneinander abgesetzt; ebenso diejenigen des Tremolagranits. Die Punkte der Gamsbodengneis-Granate liegen "zwischen" denjenigen der Kern- und der Randgranate des Rotondogranits; die zusätzlich eingetragenen Werte der Quartenschiefer-Granate streuen bis auf eine Ausnahme um die Punkte der Randgranate des Tremolagranits. Die Beobachtungen von MIYASHIRO u. SHIDO (1973) und SAXENA (1968) , welche auf einen abnehmenden MnO-Gehalt im Granat mit steigendem Metamorphosegrad hinweisen, scheinen hier nicht zuzutreffen.

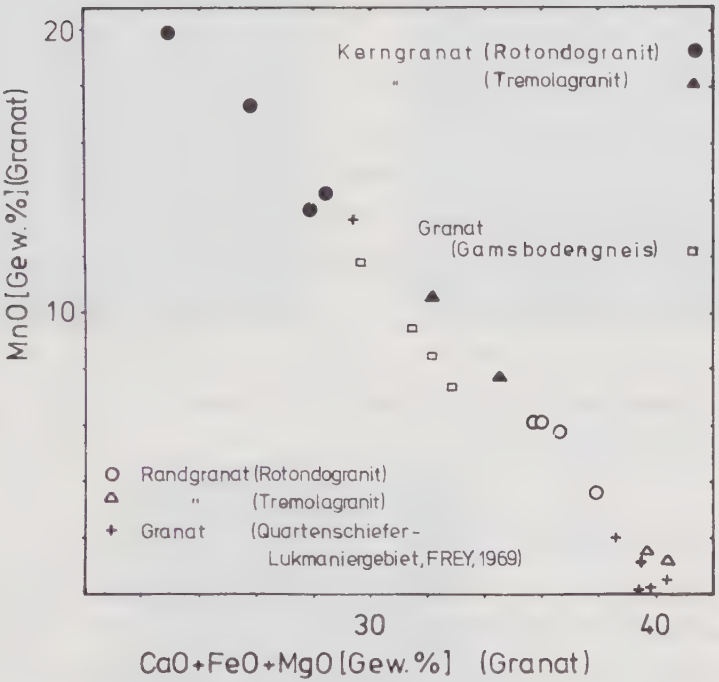


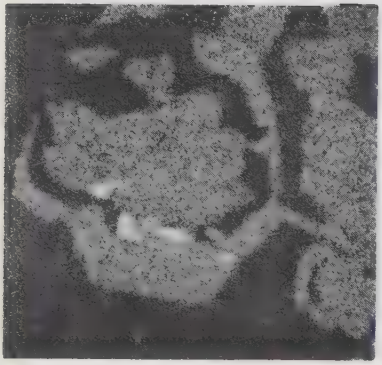
Abb. 10

"Abhängigkeit" des MnO-Gehalts der untersuchten Granate von dem Anteil der übrigen zweiwertigen Kationen CaO, FeO und MgO (Gesamteisen als FeO gerechnet). Eingetragen sind aus Tab. 3 die Mittelwerte der Rand-Kerngranatpaare des Rotondo- und Tremolagranits, der Granate des Gamsbodengneis und der Quartenschiefer (FREY, 1969).

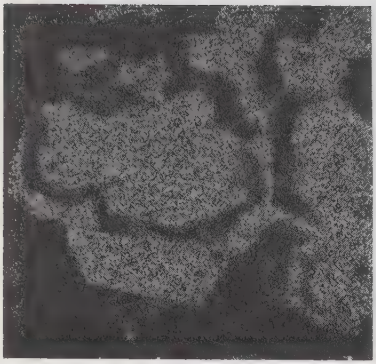
4.3.1 Verteilung der Elemente Ca, Fe und Mn über die Rand-Kerngranatpaare des Rotondo- und Tremolagranits

Die mit Hilfe der Mikrosonde ermittelten Verteilungskurven der Oxide von Ca, Fe und Mn (Abb. 6 bis 9) geben lediglich Auskunft über Schwankungen innerhalb des gewählten Profils des Granatkorns. Elementverteilungsbilder desselben Granatkorns dagegen liefern Aufschluß über die An- und Abreicherung der betreffenden Elemente, z. B. Ca, Fe und Mn über die Fläche des Kornquerschnitts. Es wurden Verteilungsbilder dieser Elemente aufgenommen.

Die Verteilung der genannten Elemente über die Rand-Kerngranatpaare ist insbesondere für Mn und Ca regional unterschiedlich (Abb. 11 bis 13). Die über den Profilen diverser Granatkörner aufgenommenen Element-Verteilungskurven (Abb. 6 bis 9) stimmen generell mit den Element-Verteilungsbildern (Abb. 11 bis 13) überein. Außerordentlich bemerkenswert ist der durch dieses Verfahren erkennbare bis zu 5 µm breite Mn-Anreicherungssaum am Rande des Kerngranats, welcher in allen Granaten des südlichen Rotondogranits festgestellt werden konnte (Abb.11). Nach GRANT u. WEIBLEN (1971) und de BETHUNE et al. (1975) kann ein derartiger Mn-Anreicherungssaum im Granat durch eine retrograd wirkende Metamorphose hervorgerufen werden (sh. Abschn. 4.6).

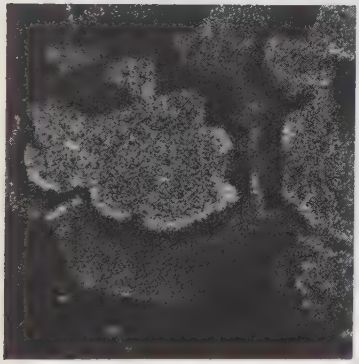


Ca



Fe

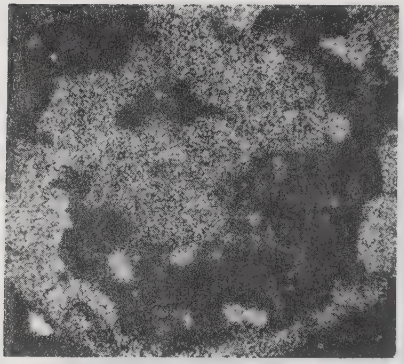
60 µm



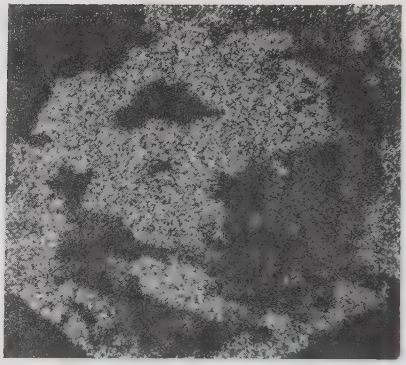
Mn

Abb. 11

Verteilungsbilder der Elemente Ca, Fe und Mn über einer Granatansammlung in einer Probe aus dem südlichen Rotondogranit (Probe R-2574).

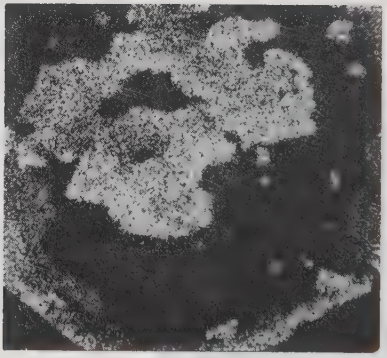


Ca



Fe

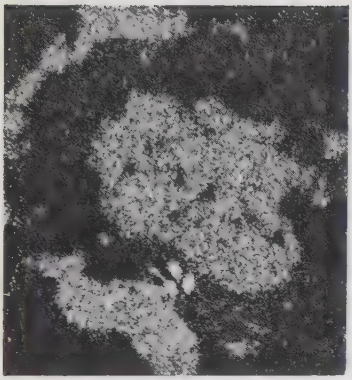
60µm



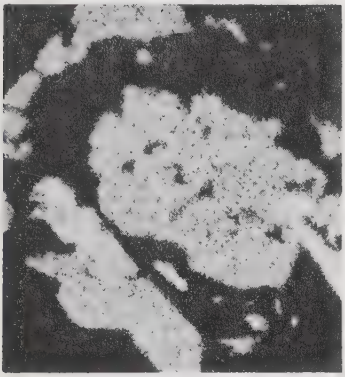
Mn

Abb. 12

Verteilungsbilder der Elemente Ca, Fe und Mn über einem Rand-Kerngranatpaar aus dem nördlichen Rotondogranit (Probe O-6573).

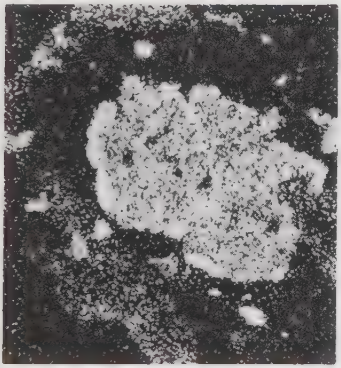


Ca



Fe

60 µm



Mn

Abb. 13

Verteilungsbilder der Elemente Ca, Fe und Mn über einem Rand-Kerngranatpaar aus dem Tremolagranit (Probe S-3706).

4.4 Mössbauer-spektroskopische Untersuchungen

Die Granate des Rotondogranits enthalten bis zu 20 Gew. % Fe. Die Kenntnis der Valenzzustände von Fe ist von großem Interesse, weil sie Hinweise auf den Sauerstoffpartialdruck während der Granatbildung geben können; ferner ist es möglich die exakte chemische Formel des Granats und die daraus resultierende Mischkristallzusammensetzung desselben zu berechnen. Hierfür ist die genaue Kenntnis der Fe^{2+} - und Fe^{3+} - Teilwerte notwendig. Mikrosondenanalysen allein geben keine genaue Information hierüber. Genaue Bestimmungen sind aber durch ergänzende Messungen des Mössbauer-Spektrums von ^{57}Fe möglich.

Daher wurde ein Granatkonzentrat aus dem südlichen Rotondogranit (R-1200) von Hand in jeweils eine Kern- und eine Randgranatfraktion aufgetrennt und deren Fe^{3+}/Fe^{2+} - Verhältnis mit Hilfe der Mössbauer-Spektroskopie festgestellt. Vergleichsweise wurden die Mössbauer-Spektren von zwei Granatkonzentraten aus den Quartenschiefern des Lukmaniergebiets aufgenommen, die Herr Prof. FREY von der Universität Basel freundlicherweise zur Verfügung gestellt hatte.

4.4.1 Fe^{3+}/Fe^{2+}-Verhältnisse in den Granaten des Rotondogranits

In Abb. 14 ist das Mössbauer-Spektrum der Kerngranatfraktion der Probe R-1200 dargestellt. Der Anteil an zwei- und dreiwertigen Eisen am Gesamteisen läßt sich aus den Flächenverhältnissen der Fe^{2+} - zu den Fe^{3+} -Quadrupoldubletten bestimmen. Es stellte sich heraus, daß der Randgranat einen höheren Fe^{3+} -Gehalt besitzt als der Kerngranat.

Granat aus Probe R-1200	$Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$
Rand	0.091 ± 0.005
Kern	0.075 ± 0.005

Aus den Mikrosondenanalysen (Tab. 3) und dem Fe^{3+}/Fe^{2+} - Verhältnis ergeben sich für Granat R-1200 folgende chemische Formeln:

Rand: $(Mn_{0.41}Fe^{2+}_{1.20}Ca_{1.37}Mg_{0.02})^{dod}_{3.00}(Al_{1.90}Ti_{0.001}Fe^{3+}_{0.11})^{okt}_{2.01}Si^{tet}_{3.00}O_{12}$

Kern: $(Mn_{1.38}Fe^{2+}_{0.91}Ca_{0.72}Mg_{0.02})^{dod}_{3.03}(Al_{1.90}Ti_{0.008}Fe^{3+}_{0.07})^{okt}_{1.98}Si^{tet}_{3.00}O_{12}$

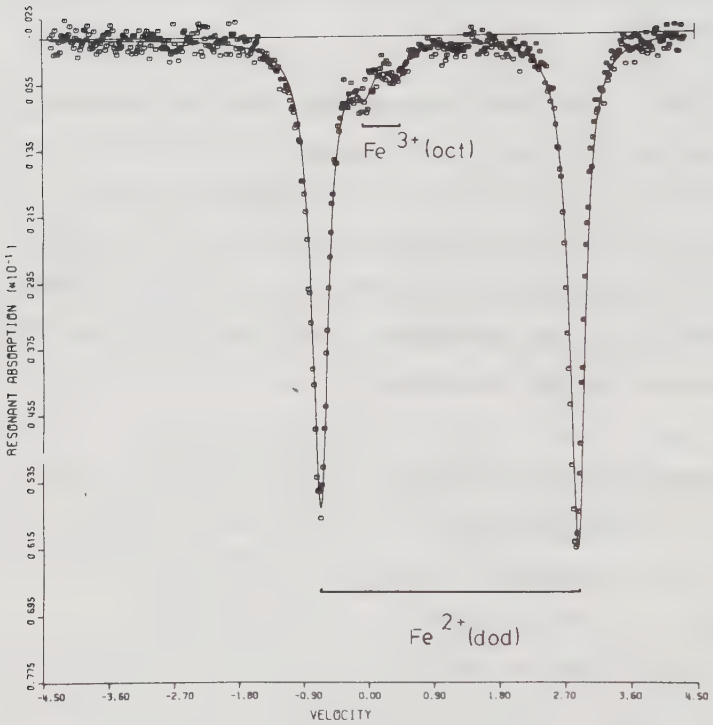


Abb. 14

Mössbauer-Spektrum von ^{57}Fe der Kerngranatfraktion der Probe R-1200, aufgenommen bei Raumtemperatur. Der Anteil von zwei- und dreiwertigem Eisen am Gesamteisen läßt sich aus den Flächenverhältnissen der Fe^{2+}-, bzw. Fe^{3+}-Quadrupoldubletten zur Gesamtfläche bestimmen. Die eingezeichneten Symbole (dod) und (okt) beziehen sich auf die dodekaedrisch bzw. oktaedrisch koordinierten Kristallgitterplätze innerhalb der Granatstruktur.

Aus den chemischen Formeln resultieren die folgenden Mischkristalle:

Rand: $Almandin_{40}$ $Spessartin_{14}$ $Grossular_{40}$ $Andradit_{6}$

Kern: $Almandin_{31}$ $Spessartin_{46}$ $Grossular_{20}$ $Andradit_{4}$

4.4.2 Fe^{3+}/Fe^{2+} - Verhältnisse in den Quartenschiefer-Granaten (Proben MF 228 und MF 307)

Im Rahmen der mössbauer-spektroskopischen Untersuchungen an Granaten aus den hoch metamorphen Quartenschiefern des Lukmaniergebiets (Amphibolitfazies), die zum Vergleich zu den Granaten des Rotondogranits durchgeführt wurden, zeigte sich, daß in beiden Granaten MF 228 und MF 307 kein Fe^{3+} enthalten ist, was mit den Untersuchungen von FREY (1969) übereinstimmt. Beide Granatproben stammen aus biotit-, hornblende-, disthen- und plagioklashaltigen Paragenesen.
Der Sauerstoffpartialdruck, der während der Granatbildung herrschte, kann sich demnach im Oxidationsgrad des Eisens im Granat spiegeln.
Die Biotite derselben Proben unterscheiden sich in ihrem Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnis von denen des Rotondogranits nicht (sh. Abschn. 7.2).

4.5 Gitterkonstanten der Rotondogranit- und Quartenschiefer-Granate

Von den Granatproben, welche für die mössbauer-spektroskopischen Untersuchungen verwendet wurden, erfolgte im Rahmen der Reinheitskontrolle auch die Bestimmung der Gitterkonstanten mit der Guinier-Methode. Dabei ergab sich:

Probe		a (Å)
Rotondogranit		
R-1200	Rand	11.707 (2)
	Kern	11.635 (1)
Quartenschiefer		
MF 228		11.578 (1)
MF 307		11.575 (1)

4.6 Diskussion der Ergebnisse

In der zu Beginn dieses Abschnitts (4.) erwähnten ersten Beschreibung der Granate des Rotondogranits durch STECK u. BURRI (1971) werden Rand- und Kerngranat als zwei "alpine" Granatgenerationen bezeichnet. Nach diesen Autoren sind beide Granate während der alpidischen Metamorphose unter Grünschieferfaziesbedingungen im Gleichgewicht mit Albit kristallisiert. Dabei soll die zweite manganärmere Generation bei höherer Temperatur oder kleinerem Sauerstoffpartialdruck entstanden sein als die erste unter Einbau von Ca in ihr Kristallgitter auf Kosten von Epidot.

Aus welchen primären Mineralen der Kerngranat im Laufe der "alpinen" Bildung seinen hohen Mn-Gehalt beziehen konnte bleibt unklar. Ebensowenig erklärt ist die Entstehung des aus Hellglimmer, teilweise auch Chlorit und/oder Epidot bestehenden Reaktionssaumes zwischen Rand- und Kerngranat.

Zur Interpretation der Genese der Rand-Kerngranatpaare im Rotondogranit können im Zusammenhang mit der Kristallisationsgeschichte des Gesteins, bzw. dem Ablauf der alpidischen Metamorphose in diesem Gebiet die folgenden Kriterien herangezogen werden:

- die Zonarstruktur, insbesondere diejenige des Mn
- das Fe^{3+}/Fe^{2+} - Verhältnis
- das Interngefüge
- die Paragenese

Nach ATHERTON (1968), FREY (1969) und HOLLISTER (1966) ist der Chemismus des Granats und dessen Zonarbau in erster Linie vom Chemismus des Gesamtgesteins abhängig. In seinen grundlegenden Untersuchungen zur Genetik des Zonarbaus von Granat erklärt HOLLISTER (1966) die typische Glockenform der MnO-Verteilungskurve (Abb. 4 und 9) durch das Rayleigh-Fraktionierungsmodell, d. h. die nach

außen abnehmende MnO-Konzentration innerhalb des Korns wird durch das immer kleiner werdende MnO-Angebot aus dem Reservoir (=Gestein) erklärt. Diffusion, die dieses Mn-Konzentrationsgefälle vom Granatmittelpunkt zum Rand während des Bildungsvorgangs ausgleichen könnte, wird von HOLLISTER (1966) ausgeschlossen.

Demnach ist die "primäre" Zonarstruktur des Granats unabhängig davon, ob eine metamorphe oder eine magmatische Bildung desselben erfolgt ist. LEAKE (1968) konnte die typisch glockenförmigen Verteilungskurven für die Elemente Ca, Fe, Mg und Mn entsprechend den hier beobachteten Zonarstrukturen der Gamsbodengneis- (Abb. 9) bzw. der Quartenschiefer-Granate (Abb. 4) in Granaten des rein magmatisch gebildeten Galwaygranits (Westirland) finden. Nach LEAKE (1968) sind diese eindeutig während des magmatischen Abkühlungsvorgangs entstanden. Die Differenz der MnO-Gehalte zwischen Rand und Kern beträgt dort 7 bis 8 Gew. % MnO.

Metamorphe Ereignisse nach der Granatbildung können insbesondere in der MnO-Zonarstruktur ihre Spuren hinterlassen, z. B. kann durch eine hochgradig metamorphe Überprägung eine Abschwächung des Zonarbaus hervorgerufen werden. ACKERMAND u. MORTEANI (1976) stellten in

Granaten aus penninischen Gesteinen der Zillertaler Alpen der Grünschieferfazies einen "stärkeren" Zonarbau fest, als in denen der Amphibolitfazies. Diese Beobachtungen können durch den Befund der experimentellen Arbeiten von DAHL (1971) bestätigt werden, in denen nachgewiesen wurde, daß in synthetischen zonaren Granaten nach entsprechendem Tempern der Zonarbau verschwinden kann.

Eine retrograd wirkende Metamorphose dagegen kann eine Anreicherung von Mn am Rande des Granats verursachen (Abb. 11). De BETHUNE et al. (1975) führen die Entstehung eines derartigen Mn-Anreicherungssaumes auf das Fehlen von "Mn-einbaufähigen" Mineralen zurück, die das Mn im Falle des Granatabbaus in ihr Kristallgitter aufnehmen können; daher verbleibt es im Restgranat und reichert sich an dessen Rand an. Der Vorgang läuft ab auf Kosten der ursprünglichen typisch glockenförmigen Mn-Verteilung und läßt darauf schließen, daß im Gegensatz zur Annahme von HOLLISTER (1966) eine begrenzte Diffusion innerhalb des Granats möglich sein muß.

Nach ANDERSON u. BUCKLEY (1973) kommen für eine Diffusion innerhalb der Granatstruktur ausschließlich die zweiwer-

tigen Kationen der dodekaedrischen Gitterplätze in Frage (Ca, Fe und Mn). Von diesen zeichnet sich nach De BETHUNE et al. (1975) das Mn durch die größte Beweglichkeit aus. Erklärungen hierfür können in den unterschiedlichen Elektronenkonfigurationen und den sich daraus ergebenden Eigenheiten der chemischen Bindungen, sowie den verschiedenen Ionenradien der Elemente Ca, Fe und Mn gesucht werden (Ca^{2+}=0.99 Å ; Fe^{2+}=0.74 Å; Mn^{2+}=0.80 Å). Unter Bedingungen des Granatabbaus , wenn Mn sich an dessen Rand anreichert (Abb. 11), bedingt durch fehlende potentielle Mn-Träger in der Paragenese, könnte Fe die überschüssigen positiven Ladungen durch Diffusion in andere Fe-akzeptierende Phasen ausgleichen;währenddessen ist Ca auf Grund seines größeren Ionenradius zunächst verhindert an diesem Vorgang teilzunehmen.

Konkrete Zahlenangaben über Diffusionsraten und -geschwindigkeiten von Ca, Fe und Mn einschließlich der zugehörigen physikalisch-chemischen Zustandsgrössen sind bisher nicht bekannt. Erwiesen ist dagegen, daß bei ausreichend <u>langer</u> Wärmezufuhr <u>alle</u> zweiwertigen Kationen an dem Diffusionsvorgang beteiligt sind (ACKERMAND u. MORTEANI, 1976; ANDERSON u. BUCKLEY, 1973; DAHL, 1971).

Hohe Temperaturen, wie sie zur magmatischen und metamorphen Granatbildung erforderlich sind und nur "kurzzeitig" während des Bildungsvorgangs auftreten reichen demnach nicht aus, die Diffusion einzuleiten. Dies stimmt mit der ursprünglichen Annahme von HOLLISTER (1966) und dem Befund von LEAKE (1968) überein.

Die Untersuchung der Zonarstruktur von Granat kann wertvolle Hinweise auf die Genese geben, wenn dies Mineral als einzige Phase in der untersuchten Paragenese auftritt, die Mn in größeren Mengen in ihr Kristallgitter aufnehmen kann. Gerade dies ist im Rotondogranit und den Quartenschiefern der Fall, wie aus Abb. 15 hervorgeht.
Dort sind als Variable der MnO-Gehalt des Granats gegen den Quotienten aus dem MnO-Gehalt des Gesteins und dem Granatanteil desselben gegeneinander aufgetragen. Die darstellenden Punkte der Quartenschiefer-Granate des Lukmaniergebiets nach FREY (1969), die zum Vergleich mit in das Diagramm übernommen wurden, und diejenigen der Rotondogranit-Granate liegen auf derselben Geraden. Sowohl die Rotondo- als auch die Quartenschiefer-Granate müssen in ihren Paragenesen

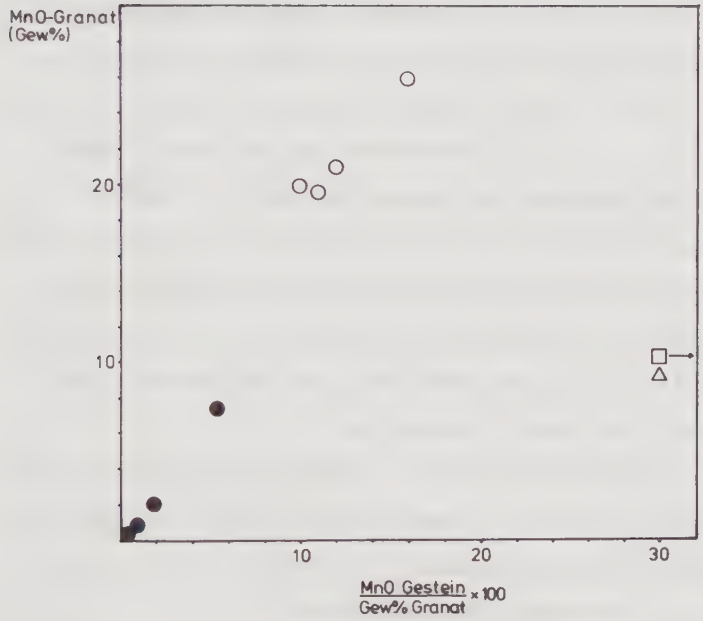


Abb. 15

Abhängigkeit des MnO-Gehalts des Granats vom MnO-Gehalt des Gesteins und dem Granatanteil im Gestein.

○ Rotondogranit -
△ Tremolagranit - granate
□ Gamsbodengneis-
● Quartenschiefer- (FREY, 1969)

diejenigen Phasen sein, die das MnO des Gesamtgesteins fast ausschließlich enthalten; durch analytische Untersuchungen an potentiellen Mn-Trägern in den Quartenschiefern von FREY (1969), an Glimmer, Hornblende, Staurolith, Chloritoid und Epidot konnte dies bestätigt werden. Der durchschnittliche MnO-Gehalt dieser Minerale beträgt dort weniger als 0.1 Gew.% MnO.
In den untersuchten Tremolagranit- und Gamsbodengneisproben liegt die Situation anders. Hier müssen außer Granat noch andere Minerale Mn in ihrem Kristallgitter enthalten. Nach dem Verhältnis des MnO-Gehalts des Gesteins zu dessen Granatanteil hätte ein um das Vielfache höherer MnO-Gehalt im Granat resultieren müssen. Minerale, die außer Granat als Mn-Träger im Tremolagranit und Gamsbodengneis in Frage kommen könnten, wurden allerdings nicht beobachtet.

Das Element Ca ist im Gegensatz zu Mn auch in zahlreichen anderen gesteinsbildenden Mineralen vertreten. Aus diesem Grunde ist das Verständnis der Ca-Zonarstruktur im Granat wesentlich schwieriger (BANNO u. KURATA, 1972).

Eine Erhöhung des CaO-Gehalts im Granat kann z. B. durch den Abbau von Epidot während der Granatbildung hervorgerufen werden; eine Verringerung desselben kann z. B. durch die gleichzeitige Bildung von Plagioklas und Granat verursacht werden.

Für die Entstehung der Zonarstruktur von Fe sind analoge Überlegungen wie bei Ca zutreffend. Erschwerdend ist ferner , daß man nicht in der Lage ist, für jeden einzelnen Analysenpunkt die Valenz des Eisens zu bestimmen.

Der Zonarbau, insbesondere derjenige des Mn der Rand-Kerngranatpaare des Rotondogranits entspricht nicht dem typischen Zonarbau, wie er sonst bei Granat üblich ist und von ANDERSON u. BUCKLEY (1973), BANNO u. KURATA (1972), BROWN (1969), FREY (1969), HOLLISTER (1966) und LEAKE (1968) beschrieben wird.

Über den untersuchten Kerngranaten des südlichen Rotondogranits findet man nur andeutungsweise die typische Glockenform, mit Konzentrationsunterschieden zwischen Kerngranatzentrum und -rand von lediglich 1 bis 2 Gew.% MnO.

Die primäre Zonarstruktur scheint durch einleitende Homogenisierungsprozesse während der alpidischen Gebirgsbildung "verwischt" worden sein.

Im nördlichen Rotondogranit und im Tremolagranit tritt im Kerngranat eine "umgekehrte" Mn-Verteilung (Minimum über dem Zentrum) auf (Abb. 7, Abb. 8). Auch dieses Phänomen läßt sich wie der schmale Mn-Anreicherungsrand (Abb. 11) im Kerngranat des südlichen Rotondogranits nach De BETHUNE et al. (1975) und GRANT u. WEIBLEN (1971)

durch eine retrograd wirkende Metamorphose und den damit verbundenen Granatabbau erklären. Die davon abhängenden Voraussetzungen für eine Diffusion des Mn im Granat (Temperatur, Zeit, flüchtige Komponenten) müssen im nördlichen Rotondo- und Tremolagranit anders gelagert gewesen sein, als im südlichen Rotondogranit.

Der im Randgranat des südlichen Rotondogranits leichte und im dem des Tremola- und nördlichen Rotondogranits stärkere Anstieg des Mn-Gehalts von innen nach außen ist mit Argumenten einer retrograden Metamorphose nicht erklärbar. Die idiomorphe äußere Begrenzung des Randgranats könnte unter Bedingungen des Granatabbaus nicht beibehalten werden. GRANT u. WEIBLEN (1971) diskutieren im Rahmen ihrer Untersuchungen an "umgekehrt" zonargebauten Granaten auch die Möglichkeit einer Mn-Zufuhr während der Granatbildung. Dies könnte auch als Ursache für den von innen nach außen steigenden Mn-Gehalt im Randgranat des Rotondo- und Tremolagranits angesehen werden.

Nach FREY et al.(1974) und JÄGER (1973) erfolgte die alpidische Metamorphose im Gebiet des Lepontin in zwei Schritten:

1 Metamorphose bei tiefen Temperaturen und hohen Drucken von 65 Millionen Jahren.

2 Metamorphose bei hohen Temperaturen und geringen Drucken von 35 bis 38 Millionen Jahren.

Die Bildung der Granate des Rotondo- und Tremolagranits muß aber auf drei unterschiedliche Ereignisse zurückzuführen sein:

1 Entstehung des Kerngranats.

2 Entstehung des Reaktionssaums (Hellglimmer, teilweise Chlorit und /oder Epidot).

3 Entstehung des Randgranats.

Unter den Annahmen, daß vor der alpidischen Metamorphose bereits eine Granatphase im Rotondogranit existierte und daß die Temperatur der ersten alpidischen Metamorphose tiefer und der zweiten Metamorphose höher als 673 K lag,

läßt sich sowohl die Entstehung des Reaktionsrandes als auch des Randgranats deuten.

Diese Annahmen werden unterstützt durch die von BROWN (1969) berechneten Modellreaktionen , nach denen die Randgranatbildung abgelaufen sein könnte:

1 $38.5(Fe_{3.25}Mn_{1.56}Al_{2.34}Si_{2.85}O_{10}(OH)_8)$
Chlorit

$+45\ (Ca_2\ Al_{2.45}Fe_{0.55}Si_3\ O_{12}(OH))$
Epidot

$+55.3(SiO_2)$
Quarz

$\rightleftharpoons 100\ (Fe_{1.5}Ca_{0.9}Mn_{0.6}Al_2Si_3O_{12}) + 6O_2 + 176.5\ H_2O$ (BROWN, 1969)
Granat

oder

2 Chlorit + Epidot + Muskovit $\rightleftharpoons$ Granat + Biotit + H_2O (BROWN, 1969)

Über den genauen Ablauf der Randgranatbildung im Rotondogranit kann nichts ausgesagt werden, weil über die beteiligten Reaktionspartner und deren chemische Zusammensetzungen zu wenig bekannt ist. Die vermutete Gleichgewichtskurve der ersten Reaktion ist in Abb. 16 dargestellt. Der dort gebildete Granat besitzt nährungsweise denselben Chemismus, wie die Randgranate des Rotondogranits. Ferner erfordert die erste Reaktion einen höheren Sauerstoffpartialdruck, welcher dem beobachteten höheren Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnis des gebildeten Granats entsprechen könnte.

Es ist offensichtlich, daß die physiko-chemischen Vorgänge während der alpidischen Metamorphose nicht unter Gleichgewichtsbedingungen abgelaufen sind. Andernfalls wäre lediglich eine Granatphase im Tremola- und Rotondogranit aufgetreten. Gegen erreichte Gleichgewichtsbedingungen während der alpidischen Metamorphose spricht auch die bis in den Dünnschliffbereich hineinreichende stark divergierende Triklinität der Alkalifeldspäte (sh. Abschn. 5).

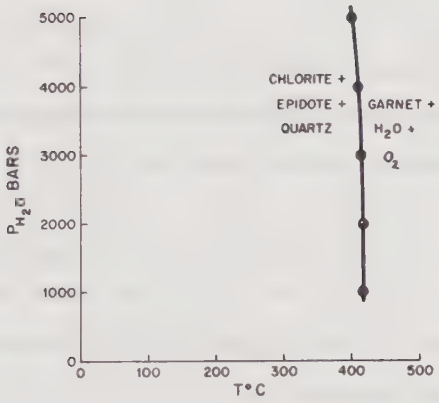


Abb. 16

Berechneter Verlauf der Gleichgewichtskurve

Chlorit + Epidot + Quarz $\rightleftharpoons$ Granat + H_2O + O_2

(BROWN, 1969)

Die bis jetzt vorliegenden Ergebnisse der Untersuchungen an den Granaten des Rotondo- und Tremolagranits lassen es zu, folgendes Modell ihrer Genese zur Diskussion zu stellen:

1 Präalpidische, sehr wahrscheinlich magmatische oder auch metasomatische Entstehung des Kerngranats im Zusammenhang mit der Granitbildung.

2 Während der ersten Phase der alpidischen Metamorphose ($T < 673$ K bzw. 400°C) beginnt sich der Granat zu zersetzen unter Ausbildung einer mehr oder weniger stark ausgeprägten "umgekehrten" Mn-Zonarstruktur.

3 Während der zweiten Phase der alpidischen Metamorphose ($T > 673$ K bzw. 400°C) erfolgt die Bildung des Randgranats unter erhöhtem Sauerstoffpartialdruck.

Die Granate des Gamsbodengneis müssen sich während der zweiten Phase der alpidischen Metamorphose gebildet haben unter Ausbildung der in Granat üblichen Zonarstruktur.

5. Untersuchung der Feldspäte

Alkalifeldspäte sind in den granitischen Intrusivgesteinen des Gotthard-Massivs mit Anteilen von 25 bis 40 Vol % vertreten (HAFNER, 1958). Durch die Einwirkung einer Metamorphose können innerhalb der Feldspatstruktur charakteristische Veränderungen hervorgerufen werden. Hierzu gehören als wichtigste und bisher in diesem Zusammenhang am meisten untersuchte:

1 Änderungen der Al, Si-Verteilung,

2 Änderungen in der Beziehung zwischen der entmischten Na- und K-Feldspatphase.

Mit der Al, Si-Verteilung in den Alkalifeldspäten ist der Übergang vom monoklinen Sanidin zum maximal triklinen Mikroklin verknüpft.
Informationen über die Al, Si-Verteilung können sich aus den Gitterkonstanten der Alkalifeldspäte und deren Translationsbeträgen Tr[110], bzw. Tr[1$\bar{1}$0] ergeben (BAMBAUER und BERNOTAT,1976, 1979; DORA,1975,1976; KROLL, 1973,1977).

Nach YUND (1974,1975) können durch Entmischungsvorgänge, welche zur Ausbildung von nahtlos ineinander übergehenden (kohärenten) entmischten K- und Na-Feldspatphasen führen, Verzerrungen der Feldspatstruktur verursacht werden. In diesem Falle entsprechen die Gitterkonstanten nicht der aktuellen Al, Si-Verteilung und können nicht uneingeschränkt zur Interpretation des Ordnungsgrads, welcher durch die Al, Si-Verteilung definiert ist, verwendet werden.

5.1 Allgemeines über die Al, Si-Verteilung im Gerüst der Kalifeldspäte

Die Feldspäte gehören zu der Gruppe der Gerüstsilikate mit der allgemeinen Formel $(A_x^{1+}A_{1-x}^{2+})T_{2-x}^{3+}T_{2+x}^{4+}O_8$, wobei $0 \leqslant x \leqslant 1$. Ihre Symmetrie kann entweder monoklin oder triklin sein (C 2/m oder C $\bar{1}$). Die T- und O-Atome bilden nach TAYLOR (1933) ein weitmaschiges dreidimensionales Gerüst, wobei die T-Atome jeweils tetraedrisch von vier O-Atomen umgeben sind. In die Lücken dieses TO_4-Gerüsts sind die relativ großen A^{1+}- und A^{2+}- Kationen eingebaut, die ihrerseits bevorzugt sieben nächste Nachbarn (Sauerstoff) aufweisen (Werte zwischen 6 und 12 finden sich auch in der Literatur). Ausführlich beschrieben wird die Feld-

spatstruktur von LAVES (1960), MEGAW (1974), TAYLOR (1962) und SMITH (1974).

Nach BAMBAUER et al. (1974) kann man auf den A^{1+}-Positionen Na, K, Rb, Tl, NH_4, auf den A^{2+}-Plätzen Ca, Sr, Ba, Pb und Mn finden, während die dreiwertigen T-Positionen mit B, Al, Ga und Fe^{3+} und die vierfach koordinierten T-Plätze mit Si und Ge besetzt sein können.

Wie aus der in Abb. 17 schematisch dargestellten Feldspatstruktur hervorgeht, enthält deren Elementarzelle 4 Formeleinheiten und damit 16 T-Atome. In den Alkalifeldspäten setzen sich diese aus 12 vierwertigen (Si) und vier dreiwertigen (Al) Atomen zusammen. Die Verteilung der Al- (T^{3+}) und Si- (T^{4+}) Atome auf die vorhandenen Tetraederplätze in der Feldspatstruktur bei unterschiedlichen Bedingungen ist in der oben genannten Literatur, insbesondere bei LAVES (1960) ausführlich diskutiert worden. Nach LAVES (1960) stehen im Falle einer gleichmäßig statistischen Verteilung der Al- und Si-Atome über die T-Positionen diesen zwei topologisch unterschiedliche, jeweils achtzählige Punktlagen T_1 und T_2 zur Verfügung. So lange

alle Punktlagen von T_1 (und T_2) die gleiche Wahrscheinlichkeit haben von Al besetzt zu sein ist monokline Symmetrie des Gerüsts möglich.

Eine trikline Gerüstsymmetrie resultiert aus einer Aufspaltung der zwei achtzähligen Punktlagen T_1 und T_2 in vier vierzählige Punktlagen T_1o, T_1m, T_2o und T_2m (Bezeichnung der Punktlagen nach MEGAW, 1956). Die Al-Besetzungswahrscheinlichkeit für die tetraedrischen Plätze soll nach KROLL (1973) mit t_1o, t_1m, t_2o und t_2m bezeichnet werden. Für eine statistische Al, Si-Verteilung gilt demnach $t_1o=t_1m=t_2o=t_2m=0.25$ (Hoch-Sanidin), und für den Fall der maximalen Ordnung $t_1o=1$, $t_1m=t_2o=t_2m=0$ (Tief-Mikroklin).
Zwischen beiden genannten Fällen sind eine unbegrenzte Anzahl intermediärer Ordnungszustände (als Funktion der Temperatur unter Gleichgewichtsbedingungen) möglich.
Nach Erreichen einer definierten "kritischen" Al, Si-Verteilung findet die diffusive Transformation Sanidin (monoklin) $\rightleftharpoons$ Mikroklin (triklin) statt.

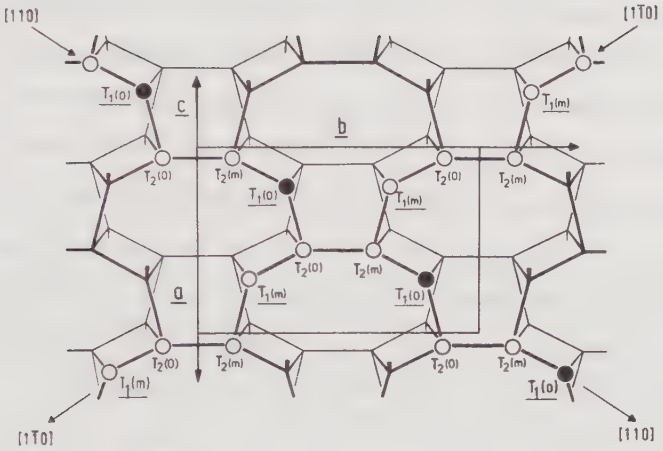


Abb. 17

Idealisierte Projektion der Feldspatstruktur $\perp$ (001) nach LAVES (1960). Es ist der Fall des geordneten Tief-Mikroklins dargestellt, wobei die Al-Atome ausschließlich auf den T_1o-Plätzen zu finden sind . Aus KROLL (1973).

Die geschätzten Angaben für die Temperatur der diffusen Transformation (T_{diff}) reichen von 650 bis 770 K, bzw. 377 bis 497°C (BAMBAUER u. BERNOTAT, 1979; BERNOTAT u. MORTEANI, 1979; STEIGER u. HART, 1967; VOLL, 1970). Berechnungen von HOVIS (1974) haben für T_{diff} 733 ± 47 K (460 ± 47 °C) ergeben.

Nach BAMBAUER et al. (1974), LAVES (1960) und YUND (1975) ist in natürlichen Kalifeldspäten die Kinetik des Ordnungs-Unordnungs-Vorgangs so träge, daß die angetroffenen Al, Si-Verteilungen äußerst selten den den physiko-chemischen Parametern der Metamorphose bzw. der Genese entsprechen. Daher repräsentiert die Überzahl aller natürlicher Kalifeldspäte unstabile Al, Si-Verteilungen mit "eingefrorenen" intermediären Stadien.

Der Ordnungs-Unordnungs-Vorgang in den Kalifeldspäten bleibt nicht ohne Folgen für deren Gitterkonstanten, weil die Bindungslänge innerhalb der SiO_4-Tetraeder mit 1.61 Å geringer ist als innerhalb der AlO_4-Tetraeder mit 1.76 Å. Im maximal geordneten Mikroklin befindet sich alles Al auf den T_1o-Gitterplätzen (LAVES, 1960), die in [110]-Richtung innerhalb der Feldspatstruktur liegen (sh. Abb. 17). Eine Anreiche-

rung des gesamten Al auf den T_1o-Plätzen hat demnach eine Vergrößerung der [110] und eine Verkleinerung der $[1\bar{1}0]$ Translationsperiode des Mikroklins zur Folge (KROLL, 1973). Ferner sind die b- und die c-Gitterkonstanten und die Winkel α und γ davon betroffen.

5.1.1 Verwendung des Begriffs "Triklinität"

Qualitativ läßt sich der Ordnungsgrad der Alkalifeldspäte zwischen Sanidin (monoklin) und Mikroklin (triklin) bereits durch den Betrag der Aufspaltung der 131-$1\bar{3}1$ Reflexe im Röntgenpulverdiagramm erfassen. Basierend darauf definieren GOLDSMITH u. LAVES (1954) den Begriff Triklinität als $\Delta = 12.5\ (d_{131}-d_{1\bar{3}1})$. Mit Hilfe dieser Beziehung wird der Ordnungsgrad von Alkalifeldspäten auch im Hinblick auf petrologische Fragestellungen in Arbeiten von DIETRICH (1962), NEMEC (1976) und WENK (1967) charakterisiert. Häufig wird der Begriff Triklinität generell mit dem Grad des Abweichens der Alkalifeldspatsymmetrie von monokliner Symmetrie mit allen sich daraus ergebenden Merkmalen verwendet; darunter fallen sowohl die variierenden Gitterkonstanten, als auch die variierenden Al, Si-Verteilungen (BAMBAUER u. BERNOTAT, 1976, 1979; DORA, 1975, 1976).

Die gemessenen Kalifeldspat-Gitterkonstanten werden von dem Al, Si-Ordnungs-Unordnungsgrad , dem Na/K-Verhältnis im nicht entmischten Teil des Kalifeldspats und dem Ausmaß der Gitterverzerrung, welche ihrerseits von der Existenz kohärenter Na- und K-Feldspatphasen abhängig ist, beeinflußt.

Durch kombinierte Anwendung von Einkristall- und Pulverdiffraktionsmethoden an Alkalifeldspäten der granitischen Gesteine des Gotthard-Massivs soll im Rahmen dieser Arbeit eine kristallographische Untersuchung der Triklinität erfolgen.

Mit Hilfe der Präzessions- und Guiniermethode sollen charakteristische Merkmale der Alkalifeldspäte des Rotondogranits und vergleichsweise dazu des Tremolagranits und Gamsbodengneis erkannt und beschrieben werden; dabei soll geklärt werden, ob sich die Alkalifeldspäte des untersuchten Gebiets unter Verzerrung ihrer Struktur entmischt haben. Welcher Zusammenhang zwischen den Ergebnissen der Feldspatuntersuchungen und der alpidischen Metamorphose besteht, soll außerdem diskutiert werden.

5.2 Mikroskopische Beschreibung der Mikrokline des Rotondo-, des Tremolagranits und des Gamsbodengneis

Die zu kristallographischen Untersuchungen verwendeten Mikrokline des Rotondo- und Tremolagranits waren solche, die von HAFNER (1958) und GRÜNENFELDER u. HAFNER (1962) als "granitisch" bezeichnet werden. Ihre Größe (Längserstreckung) beträgt zwischen 1 und 5 mm. Sie sind ohne eine bevorzugte Orientierung in das meist richtungslos körnige Gefüge eingeordnet. Die im Prinzip idiomorph ausgebildeten Kalifeldspatkristalle zeigen sehr häufig eine Verzahnung ihrer Ränder mit dem übrigen Gefüge. Eine fast in allen Kalifeldspatkristallen vorhandene scharfe Kreuzgitterlamellierung ist typisch für die Mikrokline des Rotondogranits. Im Tremolagranit ist diese Kreuzgitterung etwas weniger häufig zu beobachten. Nach HAFNER (1958) beträgt die perthitische Ausscheidung von Albit etwa 10 bis 30 Vol %. Dabei bildet der entmischte Albit Bänder und Flecken von einer durchschnittlichen Ausdehnung von 0.3 x 1.3 mm. Undulöse Auslöschung ist in nahezu allen Mikroklinen des Rotondo- und Tremolagranits erkennbar. Abb. 18 zeigt einen typischen Mikroklin des Rotondogranits, der die beschriebenen Merkmale aufweist.

In Abb. 19 sind Teilbereiche von drei aneinander grenzenden für den Gamsbodengneis typischen Kalifeldspäten im Dünnschliff abgebildet, welche für die untersuchten Kalifeldspat-Porphyroblasten repräsentativ sind. Diese sind dort größtenteils als bis zu 1 x 3 cm große, zumeist idiomorphe Porphyroblasten ausgebildet, welche meistens parallel zur Texturfläche und Striemung eingeregelt sind. Die im Rotondogranit sehr häufig auftretende Mikroklingitterung ist dort selten anzutreffen. Nach HAFNER (1958) beträgt auch im Gamsbodengneis die mikroskopisch sichtbare Albitausscheidung 10 bis 30 Vol %, wobei die von ausgeschiedenem Albit gebildeten Bänder generell feiner ausgebildet sind als im Rotondogranit. Es lassen sich im Gamsbodengneis sowohl undulös, als auch nicht undulös auslöschende Kalifeldspat-Kristalle beobachten.

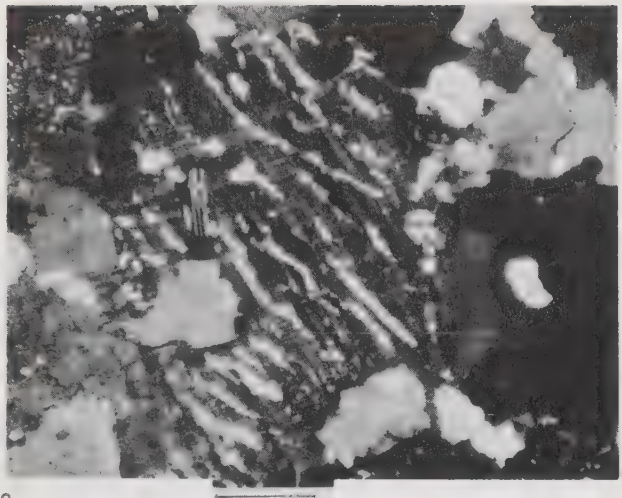


Abb. 18
Typischer Mikroklin aus dem Rotondogranit (Probe R-1200) mit mikroskopisch sichtbar entmischtem Albit und Kreuzgitterlamellierung.

Abb.19
Aneinander grenzende Kalifeldspatporphyroblasten des Gamsbodengneis (Probe S-7696) mit mikroperthitisch entmischtem Albit, aber ohne Mikroklingitterung.

5.3 Einkristalluntersuchungen mit der Präzessionsmethode

Mit Hilfe der Präzessionsmethode ist eine direkte, unverzerrte Abbildung des reziproken Gitters der untersuchten Feldspat-Einkristalle möglich. Eine Präzessionsaufnahme von Kalifeldspat kann Informationen über die Gitterkonstanten des reziproken Gitters (mit einem erheblich größeren Fehler, als unter Anwendung von Pulvermethoden), insbesondere die Gitterwinkel α^* und γ^*, über Verzwillingung, mikro- bzw. kryptoperthitische Entmischung, sowie die Domänengröße und Kohärenz bzw. Inkohärenz zwischen den entmischten Phasen liefern.

Fast alle im Rahmen dieser Arbeit durch die Präzessionsmethode untersuchten Kalifeldspäte zeigen perthitische Entmischung. In diesen Fällen ist die Albitausscheidung in den betreffenden Kristallen auch mikroskopisch zu sehen. Der entmischte Na-Feldspat (stets als Tief-Albit vorliegend) ist in allen Fällen nach dem Albitgesetz (Zwillingsebene (010)) und sehr häufig nach dem Periklingesetz (Zwillingsachse [010]) verzwillingt.
In der Abb. 20, der 0kl-Ebene eines Mikroklins aus dem Rotondogranit ,lassen sich beide genannten Verzwillingungsmöglichkeiten des Na-Feldspats erkennen.
Abb. 21 zeigt die zum gleichen Kristall zugehörige hk0-

Ebene. In keiner der Präzessionsaufnahmen von Mikroklinen konnte eine Verbindung zwischen den Reflexen der K-Feldspat- und denen der Na-Feldspatphase durch diffuse Streifen, welche auf eine Gitterverzerrung hinweisen können, festgestellt werden.

Die Information über die Triklinität der Kalifeldspäte, welche gleichbedeutend mit der Abweichung der Winkel α^* und γ^* von 90° ist, kann aus den Präzessionsaufnahmen direkt gemessen werden. Eine repräsentative Zusammenstellung über gemessene α^* und γ^* -Werte von Mikroklinen aus dem Rotondogranit, dem Tremolagranit und dem Gamsbodengneis ist in Tab. 4 gegeben. Die zugehörigen (t_1o-t_1m)-Werte wurden graphisch aus dem $\alpha^*\gamma^*$-Diagramm (Abb. 22), in welches die gemessenen α^* und γ^*-Werte der Tabellen 4 und 5 eingezeichnet sind, ermittelt.

Der Unterschied zwischen den Mikroklinen des Rotondogranits und denen aus Tremolagranit und Gamsbodengneis besteht auf Grund der Ergebnisse aus den Einkristall-Präzessionsaufnahmen in der Variabilität ihrer Triklinität:

Die Mikrokline des Rotondogranits weisen über das gesamte SE-NW-Profil des "Roncofensterstollens"

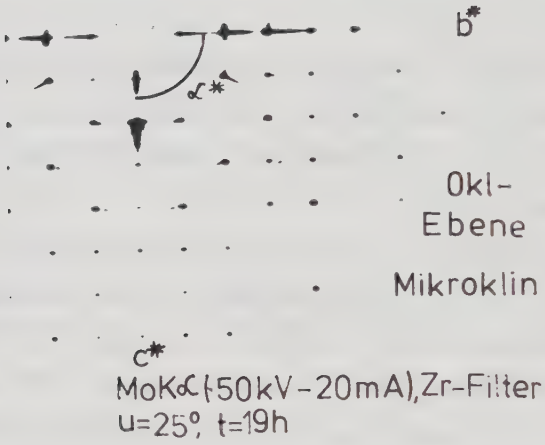


Abb. 20

Präzessionsaufnahme der 0. Schicht (0kl-Ebene) eines Mikroklins mit perthitisch entmischtem Albit aus dem Rotondogranit (Probe R-2574). Die entmischte Albitphase zeigt Verzwillingung nach dem Albit- sowie dem Periklingesetz.

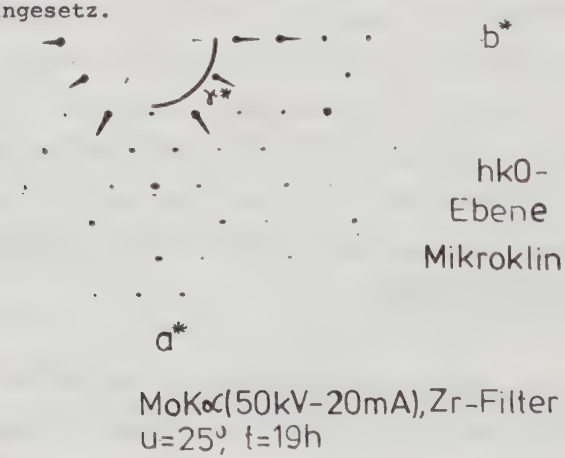


Abb. 21

Präzessionsaufnahme der 0. Schicht (hk0-Ebene) eines Mikroklins aus dem Rotondogranit (Probe R-2574).

Tabelle 4

Reziproke Gitterwinkel α^* und γ^* sowie Triklinitäten (t_1o-t_1m) verschiedener Kalifeldspateinkristalle. α^* und γ^* wurden aus Präzessionsaufnahmen bestimmt, t_1o-t_1m wurde graphisch aus dem $\alpha^*\gamma^*$-Diagramm (Abb. 22) ermittelt.

Probe	α^* (°)	γ^* (°)	t_1o-t_1m
Rotondogranit			
R-1157	90.33	91.92	0.85
R-1218 (Grundmasse)	90.13	90.90	0.41
R-1218 (Grundmasse)	90.20	91.63	0.72
R-2076	90.00	91.00	0.50
R-2304	90.42	92.08	0.95
R-2574	90.00	90.08	0.05
R-2760 A	90.08	90.17	0.10
B	90.08	90.33	0.15
C	90.08	90.50	0.20
D	90.17	90.58	0.25
E	90.17	91.25	0.55
F	90.17	91.25	0.55
R-2887	90.17	90.25	0.10
Tremolagranit			
S-3706 A	90.10	90.20	0.10
B	90.00	90.00	0.00
C	90.10	90.67	0.30
D	90.20	90.30	0.10
Gamsbodengneis			
S-6651 A	90.00	90.17	0.10
B	90.00	90.33	0.15
C	90.00	90.42	0.20
S-7696 A	90.00	90.50	0.25
B	90.00	90.50	0.25
C	90.08	90.42	0.15

Die vierstellige Zahl gibt die Entfernung des Probenfundpunktes zum Stollenausgang in m an. Dabei bedeutet R Ronco; S bezieht sich auf die Entfernung zum Südportal des Gotthard-Straßentunnels im Profil desselben.

Die α^* und γ^*-Werte lassen sich mit dem Ablesegerät mit einer Genauigkeit von $\pm$ 5' bestimmen.

Der tatsächliche Fehler muß aber größer sein, weil die Einflüsse der Film-Schrumpfung und -dehnung ohne eine interne Eichsubstanz nicht berücksichtigt werden können.

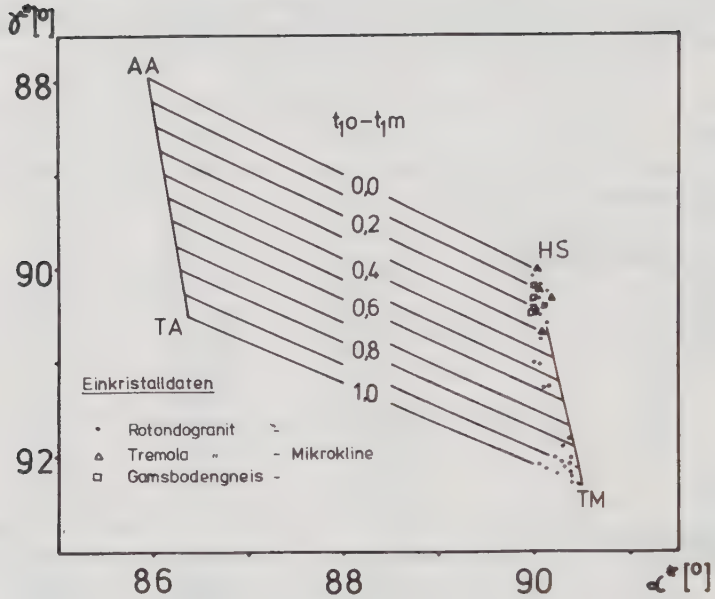


Abb. 22

$\alpha^*\gamma^*$-Diagramm nach MACKENZIE u. SMITH (1955)$^+$. Eingetragen sind die Werte der Kalifeldspäte des Rotondogranits (Punkte), des Tremolagranits (Dreiecke), sowie des Gamsbodengneis (Quadrate) aus Tabelle 1 und 2. AA = Analbit, TA = Tief-Albit, HS = Hoch-Sanidin, TM = Tief-Mikroklin.

$^+$STEWART u. RIBBE (1969) sowie STEWART u. WRIGHT (1974) zeigten, daß mit Hilfe dieses Diagramms die Differenz t_1o-t_1m bestimmt werden kann.

(t_1o-t_1m) -Werte vom nahezu monoklinen bis maximal triklinen Zustand (vom Hoch- über den intermediären- zum Tief-Mikroklin) auf, unabhängig von der geographischen Lage des Probenfundpunkts.

Im Tremolagranit und Gamsbodengneis dagegen ist die Variation der Triklinität der untersuchten Kalifeldspateinkristalle deutlich geringer mit einem erkennbaren Trend zu ungeordneten Al, Si-Verteilungen (kleinen t_1o-t_1m - Werte, Hoch-Mikroklin).

Die Diffusität der Feldspatreflexe in den Präzessionsaufnahmen ist nicht einheitlich; es ergeben sich sowohl solche Aufnahmen mit durchweg scharfen, als auch solche mit durchweg diffusen Reflexen. Eine Korrelation der Reflex-Diffusität und anderen Parametern (z. B. Probenfundpunkt, Gestein etc.) konnte nicht festgestellt werden.

5.4 Bestimmung der "Triklinitätsverteilung" innerhalb von Mikroklin-Porphyroblasten des Rotondogranits durch kombinierte Anwendung von Präzessions- und Guiniermethode

Zur Klärung der Frage, ob die Mikrokline des Rotondogranits in ihrer Triklinität vom Kristallrand bis zur Kristallmitte einheitlich sind, wurde in ausgesuchten Mikroklin-Porphyroblasten aus dem südlichen und dem nördlichen Teil des Rotondogranits die "Triklinitätsverteilung" bestimmt. Hierzu wurden aus ungedeckten Dünnschliffen (Dicke ~60 µm) pro Porphyroblast zwischen zwei und sechs Kristallfragmente herausgeschnitten, deren Triklinität anschließend mit Hilfe der Präzessionsmethode ermittelt wurde. Die Ergebnisse sind in Tab. 5 aufgeführt.
Es zeigte sich, daß die untersuchten Mikroklin-Porphyroblasten aus dem südlichen Rotondogranit eine nahezu einheitlich verlaufende Triklinitätsverteilung mit (t_1o-t_1m)-Werten über 0.91 aufweisen. Die aus dem nördlichen Rotondogranit auf diese Weise vermessenen Kalifeldspatporphyroblasten besitzen im Randbereich eine fast maximale und in der Mitte eine intermediäre Triklinität. Die zugehörigen 130-$\bar{1}$30- und 131-1$\bar{3}$1-Reflexe der entsprechenden Pulveraufnahmen, die von dem

jeweiligen Rest-Porphyroblasten angefertigt wurden, sind analog dazu ausgebildet:

1 Die 131-1$\bar{3}$1-bzw. 130-$\bar{1}$30-Reflexe der homogen triklinen Mikroklin-Porphyroblasten sind weit aufgespalten und scharf ausgebildet.

2 Die 131-1$\bar{3}$1- bzw. 130-$\bar{1}$30-Reflexe der nicht homogen triklinen Mikroklin-Porphyroblasten sind weniger stark aufgespalten und zeigen eine sehr diffuse Ausbildung.

Eine Übersicht über die Aufspaltung und Ausbildung der 131-1$\bar{3}$1- bzw. 130-$\bar{1}$30-Reflexe von zusätzlich mit der Guiniermethode untersuchten Kalifeldspat-Porphyroblasten ist in Tabelle 6 wiedergegeben.

Tabelle 5

"Triklinitätsprofile" durch Kalifeldspat-Porphyroblasten des Rotondogranits.

Probe		$\alpha^*(^o)$	$\gamma^*(^o)$	t_1o-t_1m	
R-1218	A1	90.37	91.83	0.91	
	A2	90.33	92.07	0.95	
	A3	90.37	91.83	0.91	
R-1218	B1	90.40	92.23	0.97	
	B2	90.40	92.33	0.99	
	B3	90.33	92.10	0.97	
	B4	90.40	93.03	0.92	
	B5	90.27	92.23	0.99	
	B6	90.23	92.00	0.91	
R-4379	B1	90.42	92.17	0.95	Rand
	B2	90.08	90.75	0.35	Mitte
O-5031	A1	90.17	92.13	0.99	Rand
	A2	90.07	91.02	0.45	Mitte
	A3	90.27	92.20	1.00	Rand

α^*und γ^*wurden aus Präzessionsaufnahmen bestimmt, t_1o-t_1m wurde graphisch aus dem $\alpha^*\gamma^*$-Diagramm (Abb. 22) ermittelt.
(Probenbezeichnung sh. Abschn. 1.1)

Tabelle 6

Qualitative Beurteilung der 131-1$\bar{3}$1- bzw. 130-$\bar{1}$30-Reflexe aus Guinieraufnahmen von Kalifeldspat-Porphyroblasten. Der Grad der Aufspaltung wurde mit nicht-, leicht-, intermediär- und weit aufgespalten, die Ausbildung der Reflexe mit scharf, diffus und sehr diffus beurteilt.

Probe	Grad der Aufspaltung und Ausbildung der 131-1$\bar{3}$1- bzw. 130-$\bar{1}$30-Reflexe
Rotondogranit	
R-1218 D Süden	weit aufgespalten; scharf
R-1218 E	weit aufgespalten; scharf
R-1960	weit aufgespalten; scharf
R-3800 A	intermediär aufgespalten; diffus
R-3800 B	leicht aufgespalten; diffus
R-3800 C	intermediär aufgespalten; diffus
R-4379 B	intermediär aufgespalten; sehr diffus
O-5031 A	intermediär aufgespalten; sehr diffus
O-5031 B	intermediär aufgespalten; diffus
O-7418 Norden	leicht aufgespalten; diffus

Die Triklinitätsreflexe von den untersuchten Kalifeldspat-Porphyroblasten aus den Oberflächenproben (Gerental/westlicher Rotondogranit) sind alle leicht aufgespalten und diffus.

Tremolagranit	
S-3706 A	intermediär aufgespalten; diffus
S-3706 B	leicht aufgespalten; diffus
S-3706 C	nicht aufgespalten; scharf
Gamsbodengneis	
G-6292 A	nicht aufgespalten; scharf
G-6292 B	nicht aufgespalten; scharf
G-6651	nicht aufgespalten; scharf

(Probenbezeichnung sh. Abschn. 1.1)

5.5 Untersuchung von Mikroklin-Porphyroblasten mit Pulverdiffraktionsmethoden (Guinier-) und Verfeinerung ihrer Gitterkonstanten

Ein Vergleich des Ordnungsgrads der Mikrokline des Rotondogranits und der Mikrokline aus dem übrigen Gotthard- und Aar-Massiv, sowie den Ergebnissen aus den Einkristalluntersuchungen läßt sich am besten auf Grund der aus den verfeinerten Gitterkonstanten berechneten Al-Besetzungswahrscheinlichkeiten für die T-Plätze in den Kalifeldspäten durchführen. Daher wurden von neun Mikroklin-Porphyroblasten, deren Entnahmestellen über den gesamten Rotondogranit verteilt sind, die Gitterkonstanten verfeinert. Zum Vergleich wurden ebenfalls die Gitterkonstanten von Kalifeldspat-Porphyroblasten aus dem Tremolagranit und dem Gamsbodengneis bestimmt. Die Ergebnisse, welche in Tabelle 7 enthalten sind, stimmen in den wesentlichen Punkten mit denen der Einkristalluntersuchungen (5.2) überein:

Die Triklinität der Kalifeldspäte schwankt im Rotondogranit über einen größeren Bereich, als im Tremolagranit oder Gamsbodengneis.

Mit der Kenntnis der verfeinerten Gitterkonstanten lassen sich der Or-Gehalt und die Translationsrichtungen Tr [110], Tr [1$\bar{1}$0] berechnen, welche ihrerseits für die Bestimmung der Al-Besetzungswahrscheinlichkeit der T-Plätze herangezogen werden können (KROLL, 1973, 1977+). Die genannten berechneten Werte, einschließlich der zugehörigen mathematischen Beziehungen, für die in Tab. 7 aufgeführten Feldspäte sind in Tab. 8 enthalten.

+persönl. Mitteilung

Tabelle 7
Verfeinerte Gitterkonstanten von Mikroklinen aus dem Untersuchungsgebiet.

	a(Å)	b(Å)	c(Å)	α(°)	β(°)	γ(°)	Reflexe
Rotondogranit							
O-7418 + Norden	8.575 (3)	12.975 (4)	7.211 (2)	89.90 (4)	116.04 (3)	89.97 (5)	21
O-5031 + A	8.581 (4)	12.969 (5)	7.211 (2)	90.49 (5)	116.06 (4)	88.45 (6)	25
R-4379	8.577 (4)	12.974 (5)	7.222 (2)	90.50 (5)	115.93 (3)	88.23 (6)	26
R-3800 A	8.562 (3)	12.954 (4)	7.212 (2)	90.57 (4)	115.97 (3)	88.06 (5)	28
R-3800 B	8.580 (5)	12.971 (3)	7.207 (2)	90.04 (3)	116.01 (4)	89.74 (5)	17
R-3800 C	8.575 (3)	12.964 (5)	7.211 (3)	90.60 (5)	116.09 (4)	88.36 (6)	25
R-1960	8.579 (3)	12.977 (4)	7.225 (2)	90.67 (3)	116.00 (3)	87.75 (4)	34
R-1218 E +	8.582 (3)	12.956 (4)	7.226 (2)	90.70 (5)	115.98 (3)	87.77 (5)	24
R-1218 D + Süden	8.571 (3)	12.966 (5)	7.215 (2)	90.59 (4)	115.88 (4)	88.00 (5)	28
Tremolagranit							
S-3562	8.570 (2)	12.969 (3)	7.211 (1)	90.23 (3)	115.95 (2)	89.08 (4)	28
S-3706 A	8.574 (2)	12.966 (3)	7.218 (1)	90.27 (3)	115.95 (2)	88.90 (5)	23
S-3706 B	8.567 (3)	12.976 (4)	7.213 (2)	90.06 (4)	116.00 (3)	89.60 (6)	23
Gamsbodengneis							
S-7696	8.579 (2)	12.983 (3)	7.207 (2)	90.06 (3)	116.01 (2)	89.97 (3)	27
S-6292 A	8.587 (3)	12.970 (5)	7.218 (2)	90.05 (5)	116.09 (3)	89.83 (6)	22
S-6292 B	8.578 (3)	12.968 (5)	7.211 (2)	89.85 (5)	116.02 (3)	90.07 (5)	25

Durch die mit + bezeichneten Mikroklin-Prophyroblasten wurden mit Präzessionsaufnahmen Triklinitätsprofile gelegt.

Tabelle 8

Zellvolumina , Or-Gehalte, Translationsbeträge Tr[110], Tr[1$\bar{1}$0], Al-Gehalte der tetraedrischen Plätze t_1o, t_1m ($t_2o + t_2m$) der in Tabelle 3 aufgeführten Mikrokline.
Die maximale Abweichung beträgt für V=$\pm$0.5Å^3, Mol%Or=$\pm$1.3%, Tr[110], Tr[1$\bar{1}$0] =$\pm$0.004Å, t_1o, t_1m (t_2o+t_2m) =$\pm$0.02

	V(Å^3) [a]	Mol%Or [b]	Tr[110] (Å) [c]	Tr[1$\bar{1}$0] (Å) [d]	t_1o [e]	t_1m [f]	(t_2o + t_2m) [g]
Rotondogranit							
O-7418 Norden	720.9	93.9	7.778	7.774	0.41	0.40	0.19
O-5031 A	720.6	93.3	7.872	7.678	0.78	0.12	0.10
R-4379	722.4	98.4	7.886	7.665	0.85	0.10	0.05
R-3800 A	718.7	88.0	7.884	7.642	0.88	0.06	0.06
R-3800 B	720.8	93.9	7.792	7.760	0.47	0.36	0.17
R-3800 C	719.6	90.5	7.873	7.669	0.80	0.11	0.09
R-1960	722.4	98.4	7.917	7.636	0.96	0.01	0.03
R-1218 E	721.7	96.3	7.908	7.630	0.97	0.02	0.01
R-1218 D Süden	721.0	94.2	7.895	7.646	0.90	0.06	0.04
Tremolagranit							
S-3562	720.6	93.1	7.830	7.715	0.63	0.24	0.13
S-3706 A	721.4	95.5	7.841	7.703	0.69	0.22	0.09
S-3706 B	720.7	93.4	7.799	7.749	0.51	0.34	0.15
Gamsbodengneis							
S-7696	721.4	95.5	7.783	7.779	0.40	0.39	0.21
S-6292 A	722.0	97.2	7.788	7.767	0.46	0.39	0.15
S-6292 B	720.8	93.9	7.770	7.779	0.40	0.43	0.17

a $V = abc(1 - \cos^2\alpha - \cos^2\beta - \cos^2\gamma - 2\cos\alpha\cos\beta\cos\gamma)^{1/2}$

b $\text{Mol\%Or} = \frac{0.2962-(0.953131-0.0013V)^{1/2}}{0.0018062}$ (STEWART u. WRIGHT,1974)

c $Tr[110] = 0.5(a^2 + b^2 + 2ab\cos\gamma)^{1/2}$

d $Tr[1\bar{1}0] = 0.5\ (a^2+b^2-2ab\cos\gamma)^{1/2}$

e $t_1o=29.412-3.7943Tr[1\bar{1}0]+0.5312nOr$ (KROLL 1977)

f $t_1m=23.113-2.9710Tr[110]+0.4225nOr$ (KROLL 1977)

g $(t_2o + t_2m) = 1 - t_1o - t_1m$ $1>nOr>0$

100 nOR=MOL%Or

Im $\alpha^*\gamma^*$ - Diagramm (Abb. 23) korrespondieren die aus den Pulverdaten resultierenden Werte mit denen der Mikroklin-Einkristalluntersuchungen (Abb. 22):

Im Rotondogranit sind sowohl geordnete, als auch stärker ungeordnete Mikrokline vertreten, mit Schwerpunkt zu den geordneten Mikroklinen tendierend. Die untersuchten Gamsbodengneis- und Tremolagranitkalifeldspäte streuen zwischen (t_1o-t_1m)-Werten zwischen 0.5 und 0.0.

Darüberhinaus ist es möglich mit Hilfe der berechneten Al-Besetzungswahrscheinlichkeiten der T-Plätze Aussagen über den "Ordnungsvorgang" der Kalifeldspäte innerhalb eines Gesteins zu treffen. In Abb. 24 sind die t_1o-, t_1m- und (t_2o+t_2m)-Werte der Mikrokline aus Tabelle 8 in ein Dreiecksdiagramm nach STEWART u. WRIGHT (1974), welches die Darstellung der Abhängigkeit der oben genannten Werte untereinander erlaubt, eingetragen. Da auf Grund dieser Darstellung zwischen Hoch-Sanidin ($t_1o = t_1m = 0.25$; $t_2o + t_2m = 0.5$), Tief-Sanidin ($t_1o = t_1m = 0.5$; $t_2o + t_2m = 0$) und Tief-Mikroklin ($t_1o = 1$; $t_1m = t_2o = t_2m = 0$) unterschieden werden kann, läßt sich auch zwischen dem direkten (Hoch-Sanidin $\rightleftharpoons$Tief-Mikroklin) und indirekten Ordnungsweg (Hoch-

Sanidin ⇌ Tief-Sanidin ⇌ Tief-Mikroklin) der Kalifeldspäte unterscheiden ("One-step" und "two-step trend"). Die darstellenden Punkte aller berechneten Mikrokline aus dem Rotondogranit, dem Tremolagranit und dem Gamsbodengneis kommen fast auf einer Geraden zu liegen, die ungefähr dem Ordnungsweg eines anderen Beispiels gesteinsbildender, intermediärer Mikrokline nach GUIDOTTI, HERD u. TUTTLE (1973) entspricht. Die Diffusionsrate des Al von dem T_1m auf den T_1o-Platz ist dort um das vierfache höher, als von den T_2o und T_2m-Plätzen zusammen (STEWART u. WRIGHT, 1974). Die Mikrokline des Rotondogranits sind schwerpunktmäßig in mehr geordneten, aber teilweise auch in ungeordneten Bereichen dieses "Ordnungswegs" anzutreffen (Tief- bzw. Hoch-Mikroklin); die untersuchten Mikrokline des Tremolagranits und Gamsbodengneis sind vorwiegend zu ungeordneten Zuständen hin orientiert, wobei man diejenigen des Tremolagranits als intermediäre und die des Gamsbodengneis als Hoch-Mikrokline bezeichnen kann.

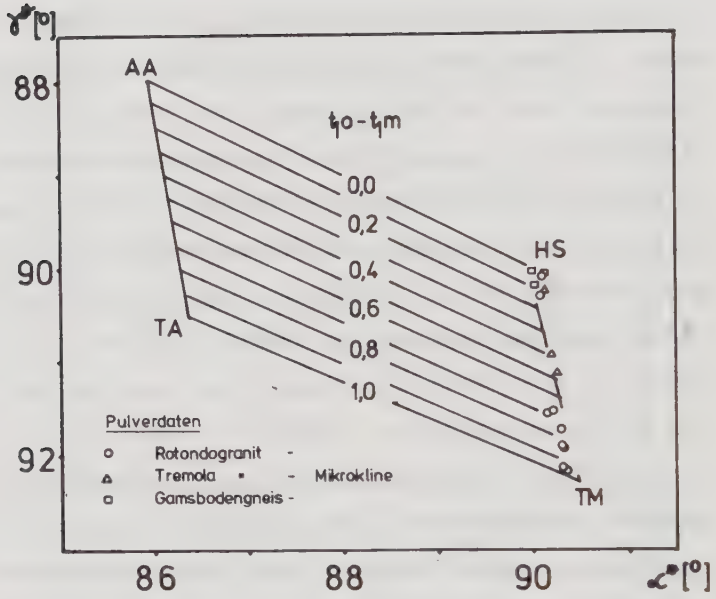


Abb. 23

$\alpha^*\gamma^*$ -Diagramm nach MACKENZIE u. SMITH (1955). Eingetragen sind die α^*, γ^* -Werte von Mikroklinen des Rotondogranits (Kreise), des Tremolagranits (Dreiecke) und des Gamsbodengneis (Quadrate) aus Pulveraufnahmen (Berechnung der α^*- und γ^* -Beträge aus Tabelle 7). Weitere Erläuterungen in Abb. 22.

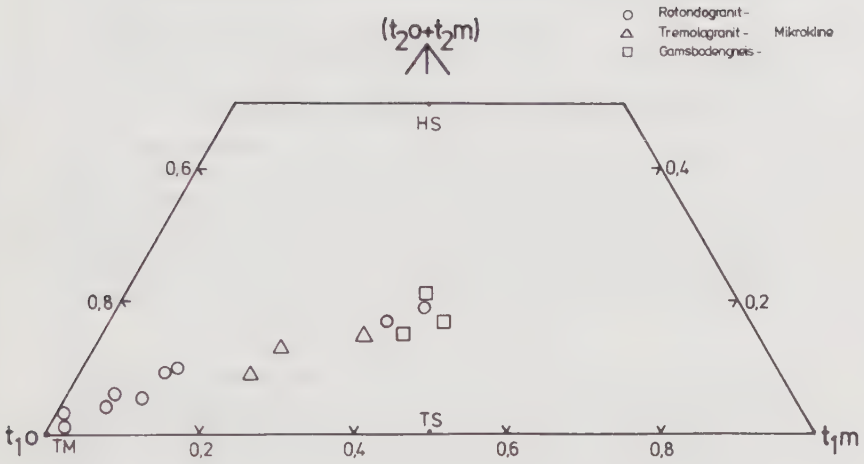


Abb. 24

Darstellung der Al-Gehalte der tetraedrischen Plätze von Mikroklinen des Rotondogranits (Kreise), des Tremolagranits (Dreiecke) und des Gamsbodengneis (Quadrate) im Dreiecksdiagramm nach STEWART u. WRIGHT (1974).

HS = Hoch-Sanidin, TS = Tief-Sanidin, TM = Tief-Mikroklin. Eingetragen sind die t_1o-, t_1m- und (t_2o + t_2m)-Werte der Tabelle 8. Die Größe der Symbole entspricht einem Fehler von $\pm$ 0.015 der genannten Werte.

5.6 Bestimmung der chemischen Zusammensetzung von Alkalifeldspäten des Rotondogranits mit der Mikrosonde

Von vier unterschiedlichen Fundpunkten über das Profil des Fensterstollens zum Furka-Tunnel (Abb. 2) verteilt, wurde die chemische Zusammensetzung von Albiten, Mikroklinperthiten und deren Albit-Entmischungslamellen aus dem Rotondogranit mit Hilfe der Mikrosonde bestimmt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 9 aufgeführt.

Größere Unterschiede im Chemismus zwischen den gemessenen Feldspäten des nördlichen und südlichen Rotondogranits treten nicht auf. Der Anorthitgehalt der untersuchten Kalifeldspäte liegt unter 0.4 %. Die chemische Zusammensetzung der selbständigen Albite und Albitlamellen in den Perthiten zeigt bis auf die Abweichung von Albit R-2076 keine Unterschiede außerhalb der Meßfehlergrenze. Der An-Gehalt der Plagioklase (in Tab. 1 und 9 als "Albite" bezeichnet) liegt unter 4 %. Nach WENK (1970) müßte der An-Anteil von Plagioklasen in Ca-überschüssigen Paragenesen in dieser Region über 17 % liegen.

Tabelle 9

Ab-An-Or-Molanteile von Albiten und Mikroklinperthiten des Rotondogranits (Mikrosondenanalysen) in Mol %. Der Meßfehler beträgt etwa 1 %rel.

Probe		Ab	An	Or	
R-1200	Albit	95.2	4.1	0.6	(5)
	Kalifeldspat	3.3	0.2	96.5	(5)
R-2076	Albit	91.0	8.0	1.0	(4)
	Kalifeldspat	4.7	0.2	95.2	(2)
	Ab-Lamelle	95.2	3.5	1.4	(2)
R-2547	Albit	96.1	3.1	0.9	(4)
	Kalifeldspat	5.7	0.4	93.9	(3)
	Ab-Lamelle	96.6	2.4	1.0	(2)
O-6576	Albit 1	98.0	1.6	0.3	(6)
	Albit 2	97.8	1.4	0.8	(3)
	Kalifeldspat	3.3	0.2	96.5	(5)
	Ab-Lamelle	97.6	1.9	0.5	(2)

Die in Klammern gesetzte Zahlenangabe bezieht sich auf die Anzahl der Meßpunkte innerhalb eines Feldspatporphyroblasten. (Probenbezeichnung sh. Abschn. 1.1)

5.7 Diskussion der Ergebnisse

Die kristallographischen Untersuchungen zur Interpretation der Triklinität von Kalifeldspäten haben einerseits gezeigt, daß innerhalb eines Kalifeldspat-Porphyroblasten Domänen mit unterschiedlicher Triklinität nebeneinander existieren können (5.4), was auch als Grund für diffuse 131-$1\bar{3}1$- bzw. 130-$\bar{1}30$-Reflexe im zugehörigen Röntgenpulverdiagramm angesehen werden kann. Andererseits konnte überprüft werden, daß sich die hier beobachtete inhomogene Triklinitätsverteilung im Porphyroblastbereich sich nicht auf die Existenz kohärenter K- und Na-Feldspatphasen zurückführen läßt, wie sie bei Entmischung "unterhalb" des klassischen oder auch chemischen Solvus der Alkalifeldspäte auftreten. Die Beziehung zwischen Kohärenz und Entmischungsmechanismen für Alkalifeldspäte ist sehr ausführlich von YUND (1974,1975) und SIPLING u. YUND (1976) untersucht worden. Diese Ergebnisse lassen sich auch zur Interpretation der kristallographischen Daten der untersuchten Mikrokline aus dem Gotthard-Gebiet heranziehen. In Abb. 25a ist schematisch der Fall der Inkohärenz zwischen der entmischten Na- und K-reichen Feldspatphase dargestellt. Die Gitter beider Phasen

sind frei von gegenseitiger Beeinflussung. Im Gegensatz hierzu gehen im Fall der Kohärenz die Gitter beider Phasen nahtlos ineinander über und sind demzufolge entsprechend verzerrt (Abb. 25b). Nach YUND (1974,1975) besteht Inkohärenz zwischen den entmischten Feldspatphasen, wenn sich die Entmischung "unterhalb" der physiko-chemischen Bedingungen, welche den klassischen Solvus der Alkalifeldspäte ("strain-free" solvus) definieren, vollzieht. Entsprechend tritt Kohärenz auf bei Entmischung unter den Bedingungen des "kohärenten" Solvus. Der Verlauf des klassischen und kohärenten Solvus im Temperatur/Mol % Or-Diagramm ist in Abb. 26 verzeichnet.
Ob Kohärenz zwischen Na- und K-reichen Domänen des Feldspats besteht, läßt sich sowohl in Präzessionsaufnahmen (YUND, 1974) , als auch aus verfeinerten Gitterkonstanten der Alkalifeldspäte erkennen (KROLL, 1977; STEWART u. WRIGHT, 1974).

YUND (1974) konnte zeigen, daß sich solche Mikrokline, die sich unter den physiko-chemischen Bedingungen des

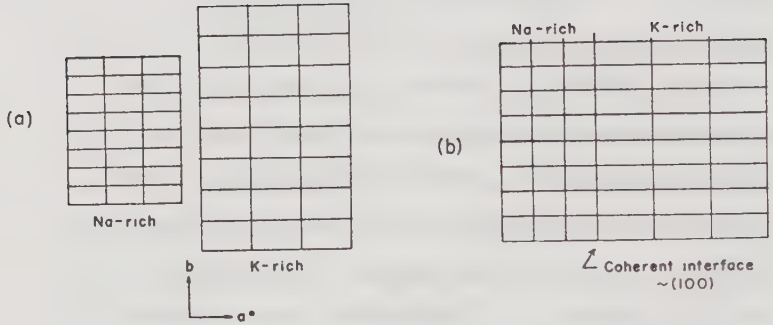


Abb. 25

Schematische Darstellung der Inkohärenz (a) und Kohärenz (b) zwischen der entmischten K- und Na-reichen Feldspatphase (aus YUND, 1974).

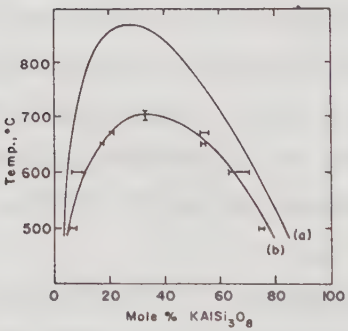


Abb. 26

Verlauf der klassischen (Kurve a), inkohärenten und des kohärenten Solvus (Kurve b) in Abhängigkeit von Temperatur und chemischer Zusammensetzung (aus YUND, 1974).

kohärenten Solvus entmischt haben, d. h. deren Gitter durch Kohärenz verzerrt ist, sich in der entsprechenden Präzessionsaufnahme teils durch ineinander übergehende, teils durch diffuse Streifen verbundene Reflexe der entmischten Phasen auszeichnen. Inkohärenz zwischen Kalifeldspat und entmischtem Albit äußert sich nach YUND (1974) durch unverformte, scharf voneinander abgegrenzte Reflexe beider Anteile. Dies ist auch in den Abb. 20 und 21, der Okl- und hkO-Ebene eines entmischten Mikroklins aus dem Rotondogranit, der Fall. In keiner der Präzessionsaufnahmen der hier untersuchten Alkalifeldspäte konnten die für Kohärenz zwischen der K- und der Na-reichen Feldspatphase typischen Anzeichen festgestellt werden.

Die aus den Guinieraufnahmen verfeinerten Gitterkonstanten weisen ebenso auf unverzerrte Gitter der hier untersuchten Alkalifeldspäte hin. STEWART u. WRIGHT (1974) bezeichnen solche Kalifeldspäte als unverzerrt ("unstrained"), deren gemessene a-Gitterkonstante um weniger als 0.05 Å von der graphisch bestimmten a-Gitterkonstanten abweicht. Zur graphischen Bestimmung der a-Gitterkonstanten wurden hier Diagramme nach KROLL (1977), in denen die Translations-

richtungen Tr[110] bzw. Tr[1$\bar{1}$0] gegen den Or-Gehalt aufgetragen sind, verwendet. Mit dieser Methode wurden für die Mikrokline des Rotondo-, des Tremolagranits und des Gamsbodengneis keine Gitterverzerrungen festgestellt. Die Differenz zwischen der gemessenen und graphisch bestimmten Gitterkonstanten beträgt für keine Probe mehr als 0.006 Å.

Nach STEWART u. WRIGHT (1974) und YUND (1975) sind Gitterverzerrungen solcher Art ausschließlich in Kryptoperthiten, d. h. solchen Alkalifeldspäten mit nur röntgenographisch erkennbar entmischtem Albit, zu erwarten.

In den untersuchten Gesteinen wurden keine typischen Kryptoperthite gefunden. Alle Kalifeldspäte, die mikroskopisch keine Albitausscheidung zeigten, ließen in der zugehörigen Präzessionsaufnahme ebenfalls lediglich eine Feldspatphase, bei scharf ausgebildeten, nicht in die Länge gezogenen Reflexen erkennen.

Basierend darauf ist die Annahme berechtigt, daß sich die gemessenen variierenden Gitterkonstanten (aus

Präzessions- und Guinieraufnahmen) der hier untersuchten Alkalifeldspäte auf unterschiedliche Al, Si-Verteilungen zurückführen lassen.
Die aktuelle Al, Si-Verteilung und die damit verbundene Triklinität der Alkalifeldspäte läßt sich allerdings nicht ohne weiteres mit der Petrologie des zugehörigen Gesteins in Verbindung bringen, weil sie von vielen unterschiedlichen Parametern abhängig ist. Eine begrenzte Aussagemöglichkeit besteht dann, wenn die Genese des Gesteins bekannt ist (DIETRICH, 1962; WENK, 1967).
Der Al, Si-Ordnungsgrad bzw. die Triklinität kann beeinflußt werden von:

- der Abkühlungsgeschwindigkeit des Gesteins (WENK, 1967),
- der zugeführten Ordnungsenergie während der Metamorphose, wobei die Ordnungsenergie als Funktion der mechanischen Energie, der Temperatur, dem H_2O-Druck, dem CO_2-Druck betrachtet werden kann (WENK, 1967),
- der Korngröße der Feldspäte (SIPLING u. YUND, 1974).

Abb. 27 und Abb. 28 zeigen schematisch die Abhängigkeit der Triklinität von der Ordnungsenergie und der Abkühlungs-

geschwindigkeit nach WENK (1967). Danach ist einerseits die Koexistenz von monoklinen und triklinen Kalifeldspäten im Gestein verständlich, andererseits wird die Rolle der Gleichgewichtseinstellung in Bezug auf die Triklinität verdeutlicht. WENK (1967) bezeichnet die Triklinität als ein Maß für das Gleichgewicht eines Gesteins.
Der angetroffene Al, Si-Ordnungsgrad in Alkalifeldspäten läßt sich nicht nur auf die physiko-chemischen Parameter des letzten metamorphen Ereignisses zurückfühen; auch die Al, Si-Verteilung vor der Metamorphose, über die man keine zuverlässigen Informationen hat, und nach DORA (1976) auch das Al/(Na + K)- Verhältnis im Gesamtgestein ist von entscheidendem Einfluß.

Vergleicht man die aus den Gesamtgesteinsanalysen (Abschn. 3.1) berechneten Al/(Na + K)-Werte, ergeben sich für die Rotondo- und Tremolagranitproben Werte zwischen 1.20 und 1.38 ohne eine Abhängigkeit von der Lage des Probenfundpunktes. Das Al/(Na + K)-Verhältnis im Gamsbodengneis dagegen ist mit 1.80 deutlich höher und könnte damit die Resultate von DORA (1976), nach denen ein sinkender Ordnungsgrad der K-Feldspäte mit einem steigenden Al/(Na + K)-Verhältnis verknüpft sein

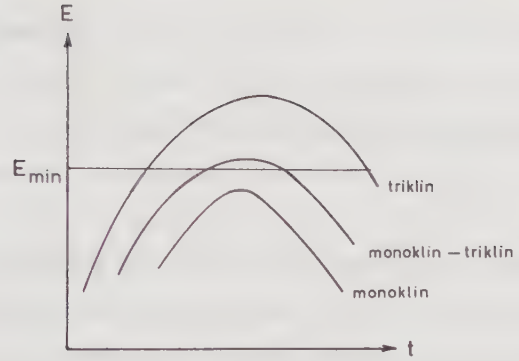


Abb. 27

Hypothetische Darstellung der Beziehung zwischen Triklinität und Ordnungsenergie (aus WENK, 1967).

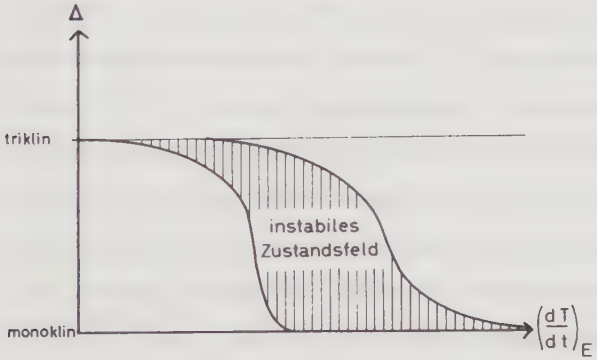


Abb. 28

Hypothetische Darstellung der Triklinität in Abhängigkeit von der Abkühlungsgeschwindigkeit $\frac{dT}{dt}$. Für größere Abkühlungsgeschwindigkeiten sind nahezu alle Triklinitäten metastabil möglich (aus WENK, 1967).

soll, bestätigen.
Für eine stichhaltige Aussage zu diesem Aspekt allerdings ist die Zahl der Gesamtgesteinsanalysen zu gering.

Die im Rotondogranit festgestellte bis in den Handstück-, bzw. Dünnschliff-,bzw. Porphyroblastbereich hineinreichende Streuung der Triklinität läßt sich mit WENKs (1967) Resultaten deuten.
Demnach reichte die dem Rotondogranit zugeführte Ordnungsenergie während der alpidischen Metamorphose nicht aus, um alle Kalifeldspäte vollständig zu ordnen.
Die Ergebnisse aus den Pulveruntersuchungen der Mikroklin-Porphyroblasten (5.4 und 5.5) könnten auf Grund der aufgespaltenen, diffus ausgebildeten 131-1$\bar{3}$1- bzw. 130-$\bar{1}$30-Reflexe auf eine geringe Ordnungsenergiezufuhr im Norden des Rotondogranits und damit auf einen erkennbaren Gradienten über das SO-NW Profil des Fensterstollens des Furka-Tunnels (Abb. 2) schließen lassen.
Darüber hinaus scheinen die fast maximal triklinen Ränder der Mikroklin-Porphyroblasten aus dem nördlichen Rotondogranit darauf hinzuweisen, daß deren Übergang zum geordneten Zustand offenbar von außen nach innen erfolgt. Dies steht im Einklang mit Befunden von

BAMBAUER u. LAVES (1960) und DIETRICH (1962).

Die Ergebnisse aus den Einkristall-Aufnahmen dagegen zeigen, daß auch im Süden des Rotondogranits Mikroklin mit nahezu monokliner Symmetrie vertreten ist (5.3); nicht nur in den Porphyroblasten, sondern auch in den Kalifeldspäten der "Grundmasse" ist eine bemerkenswerte Variation der Triklinität erkennbar.

BAMBAUER u. BERNOTAT (1976, 1979, persönliche Mitteilung) fanden auf Grund ihrer Untersuchungen an Alkalifeldspäten aus Gesteinen des Aar- und Gotthard-Massivs eine "Grenze" parallel zum Übergang Aare-Granit/Aare-Gneis: Nördlich von dieser "Grenze" tritt ausschließlich Tief-Mikroklin auf, während südlich bzw. südwestlich davon intermediäre bis Hoch-Mikrokline mit teilweise pseudo-monokliner Metrik vorgefunden werden.
Der Rotondogranit, der Tremolagranit und der Gamsbodengneis liegen südlich von dieser "Grenze"; dementsprechend stark variieren die Triklinitäten der Kalifeldspäte.

Die Streuung der Triklinitäten in den untersuchten Kalifeldspäten aus dem Tremolagranit und dem Gamsbodengneis ist deutlich geringer, sowohl in den Pulver- als auch in

den Einkristallaufnahmen. Diese Ergebnisse lassen sich zwanglos in diejenigen der regional weiter ausgelegten Untersuchungen von BAMBAUER u. BERNOTAT (1976, 1979 , persönliche Mitteilung) an Alkalifeldspäten aus Graniten und Gneisen des Gotthard-Massivs einbeziehen.

Alle untersuchten Kalifeldspäte des Rotondogranits, Tremolagranits und Gamsbodengneis (diese Arbeit) und weiteren Gesteinen des Gotthard-Massivs (BAMBAUER u. BERNOTAT, 1976, 1978) besitzen trikline bzw. pseudomonokline Metrik; d. h. man findet nur triklinen Tief- bzw. Hoch-Mikroklin aber keinen monoklinen (Tief-) Sanidin. Dies kann nach BAMBAUER (1978, persönliche Mitteilung) durch eine "kinetische Barriere auf dem Unordnungs-/Ordnungsweg der Kalifeldspäte am Umwandlungspunkt der diffusen Transformation (T_{diff})" erklärt werden, an welchem sich der Vorgang der Al, Si-Ordnung/Unordnung trotz weiterer Energiezufuhr bzw. Abkühlung zunächst nicht fortsetzt.

Daß während der zweiten Phase der alpidischen Metamorphose im Gebiet des Rotondo-, Tremolagranits und Gamsbodengneis durchaus die Temperatur der diffusen Trans-

formation (650 bis 770 K, bzw. 377 bis 497°C, Abschn. 5.1) erreicht bzw. überschritten gewesen sein könnte, läßt sich auch mit der Neubildung des "Randgranats" im Rotondo- und Tremolagranit in Einklang bringen (Abschn. 4). Nach BROWN (1969) müßte für die metamorphe Bildung eines derartigen Granats eine Temperatur von ca. 673 K (400°C) erforderlich gewesen sein.

6. Magnetituntersuchungen

Nach LINDSLEY (1978) könen die oxidischen, akzessorisch auftretenden Minerale eines Gesteins als ein "Subsystem" desselben, mehr oder weniger unabhängig von den anderen Mineralphasen aufgefaßt werden. Der qualitative Oxid-Mineralbestand ist weitgehend eine Funktion des Sauerstoffpartialdrucks (Po_2) während der Genese.

Nach KUBASCHEWSKI u. EVANS (1958) und ROBIE (1962) sind mit steigendem Oxidationsgrad bei entsprechendem Gesamtgesteinschemismus folgende Oxid-Mineralparagenesen stabil:

Magnetit + Ilmenit
Magnetit + Rutil
Magnetit + Hämatit
Hämatit + Ilmenit
Hämatit + Rutil

In Abb. 29 sind die Stabilitätsbereiche der genannten Minerale in Abhängigkeit von Temperatur und Sauerstoffpartialdruck dargestellt. Diese Phasenbeziehungen gelten

ausschließlich für die reinen Mineralphasen, z. B. kann der Einbau von Ti in Hämatit dessen Stabilität zu geringeren Po_2-Werten hin verschieben.

Von den oben als "Indexminerale" aufgeführten Akzessorien ist im Rotondo- und Tremolagranit Magnetit am häufigsten vertreten. Ilmenit und Rutil können nur in Spuren, Hämatit als akzessorischer Gemengteil dagegen überhaupt nicht beobachtet werden.
Im Gamsbodengneis konnte keines von diesen "Indexmineralen" festgestellt werden.

6.1 Bestimmung der chemischen Zusammensetzung und der Gitterkonstanten von Magnetiten des Rotondogranits und Diskussion der Ergebnisse

Die Magnetite des Rotondo- und Tremolagranits wurden mit Hilfe der Mikrosonde analysiert. Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen, welche den Oxidationsgrad des Eisens nicht berücksichtigen können (Gitterkonstanten in Tabelle 11) sind in Tabelle 10 aufgeführt. Generell konnte festgestellt werden:

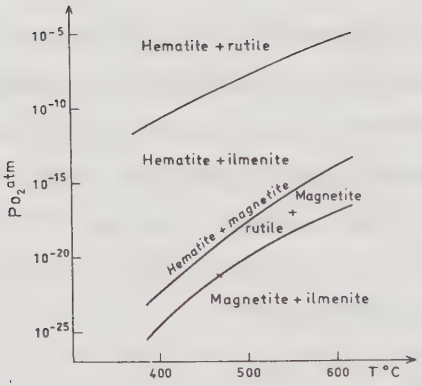


Abb. 29

Theoretische Stabilitätsbereiche für das System Magnetit-Rutil-Ilmenit-Hämatit in Abhängigkeit von Temperatur und Sauerstoffpartialdruck. Aus ANNERSTEN (1968).

1 Die analysierten Magnetite sind annähernd "rein", d. h. die Summe der Anteile von Al_2O_3, CaO, Cr_2O_3, MgO, MnO, SiO_2 und TiO_2 beträgt in keiner Analyse mehr als 1 Gew.%. Die Gitterkonstanten entsprechen denen , die DEER et al. (1963) für reine Magnetite angegeben haben. Deshalb wurde auf mössbauerspektroskopische Untersuchungen der Magnetite zur Bestimmung des Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnisses in denselben verzichtet. Nach DEER et al. (1963) und ANNERSTEN (1968) verhält sich in "reinem" Magnetit Fe_2O_3 : FeO wie 2:1.

2 Keiner der untersuchten Magnetite zeigt eine Zonarstruktur.

3 Der Ti-Gehalt der Magnetite des Rotondogranits kann nicht mit dem Ti-Gehalt der Granate desselben korreliert werden. Die Granate des südlichen Rotondogranits enthalten in geringen Konzentrationen Ti; in denjenigen des nördlichen Rotondogranits dagegen wurde kein Ti, auch nicht in Spuren, nachgewiesen (Tabelle 3). Der TiO_2-Gehalt im Gesamtgestein ändert sich von Süden nach Norden im Bereich des Rotondogranits nicht signifikant (Tabelle 2). Ein Ti-Austausch zwischen Granat und Magnetit kann auf Grund dieser Resultate nicht nachgewiesen werden.

Tabelle 10

Chemische Zusammensetzung der Magnetite des Rotondogranits in Gew.%.
Fehler der Einzelmessung 1 %rel.

Probe		Al_2O_3	CaO	Cr_2O_3	FeO^+	MnO	TiO_2	SiO_2	Total	Anzahl der Einzelmessungen
R-1200	1	0.10	0.23	0.04	93.09	0.21	0.41	0.02	94.10	(5)
	2	0.06	0.05	0.04	93.32	0.18	0.13	-	93.77	(7)
	3	0.04	0.01	0.02	93.67	0.15	0.15	0.01	94.05	(6)
R-2574	1	0.13	0.03	0.02	93.13	0.09	0.06	0.07	93.54	(11)
	2	0.17	0.02	0.02	93.01	0.17	0.10	0.07	93.56	(9)
O-6573	1	0.15	0.01	0.03	93.10	0.22	0.23	0.01	93.75	(5)

$^+$Gesamteisen als FeO gerechnet.

Tabelle 11

Gitterkonstanten der untersuchten Magnetite des Rotondogranits (Bestimmung mit der Guiniermethode, Verwendung von 7 Reflexen).

Probe	a (Å)
R-1200	8.396 (2)
R-2574	8.399 (2)
O-6573	8.397 (1)

Aus dem akzessorischen Oxid-Mineralbestand (Magnetit + Ilmenit, Magnetit + Rutil) im Rotondo- und Tremolagranit, sowie den in Abb. 29 dargestellten Gleichgewichtsbedingungen könnte unter der Voraussetzung, daß die Metamorphosetemperatur in diesem Gebiet zwischen 673 und 773 K bzw. 400 und 500°C gelegen hat, die Höhe des Sauerstoffpartialdrucks während der Metamorphose mit 10^{-25} bis 10^{-20} atm Po_2 angegeben werden.

7. Biotituntersuchungen

Ergänzend zu den bisher vorliegenden Untersuchungen an Granaten, Feldspäten und den akzessorisch auftretenden Oxiden wurden in geringem Umfang zusätzliche mikrosondenanalytische und mössbauerspektroskopische Untersuchungen an Biotiten des Rotondogranits und Gamsbodengneis vorgenommen.

Insbesondere sollte deren Mg, Fe und Mn-Gehalte mit denjenigen der Granate, des Gesamtgesteins und Biotiten aus anderen Gesteinen verglichen werden.Mit Hilfe der Mössbauerspektroskopie sollte die Bestimmung des

Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnisses erfolgen.

7.1 Chemische Zusammensetzung von Biotiten aus dem Rotondogranit und dem Gamsbodengneis

Die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen der Biotite aus den Proben R-1200 (südlicher Rotondogranit) und S-6292 (Gamsbodengneis) finden sich in Tabelle 12 zusammen mit vergleichsweise aufgeführten Analysen von Biotiten der Quartenschiefer (Lukmanier-Gebiet) und aus Graniten und Gneisen S-Schwedens bzw. SW-Grönlands. Die analysierten Biotite aus dem Rotondogranit und Gamsbodengneis unterscheiden sich bis auf den MgO-Gehalt nicht signifikant. Ebenso weisen die aufgeführten Biotite der Quartenschiefer untereinander eine ähnliche Zusammensetzung auf. Die ergänzend in dieser Tabelle enthaltenen Analysen von Biotiten aus einem hoch- und einem nicht-metamorphen Gestein lassen sich weder mit den Biotiten des Gotthard- noch mit denjenigen des Lumanier-Gebietes in Verbindung bringen; d. h. für die chemische Zusammensetzung der Biotite sind hauptsächlich der Gesamtgesteinschemismus, sowie die Paragenese, weniger aber deren Bildungsbedingungen verantwortlich.

Tabelle 12

Chemische Zusammensetzung von Biotiten aus Graniten und Gneisen des Gotthard-Massivs (R-1200, S-6292), des Lukmanier-Gebiets (MF 228, MF 307) aus SW-Grönland und S-Schweden in Gew.%.

Probe	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe_2O_3	TiO_2	Al_2O_3	SiO_2		
R-1200 (Rotondogranit)	9.0	0.05	-	1.5	0.7	28.9+		2.8	18.4	33.0		a
S-6292 (Gamsbodengneis)	9.5	0.16	-	6.8	0.6	24.2+		2.4	17.0	35.5		a
MF 228 (Quartenschiefer)	8.6	0.40	0.07	14.4	0.05	12.0	2.9	1.4	18.2	36.8	(FREY,1969)	b
MF 307 (Quartenschiefer)	8.7	0.65	0.09	15.5	0.03	11.4	2.35	1.2	18.1	37.6	(FREY,1969)	b
Gneis/untere Amphibolitfaz.	9.0	0.10	-	10.2	0.12	13.5	8.0	2.0	16.7	35.6	(ANNERSTEN,1974)	b
Granit	9.3	0.10	-	1.9	0.38	23.6	8.4	3.4	14.2	34.3	(ANNERSTEN,1974)	b

+ Gesamteisen als FeO gerechnet

a Mikrosondenanalysen

b naßchemische Analysen

7.2 Mössbauerspektroskopische Untersuchungen

In der Biotitstruktur können die M 1- und M 2-Plätze sowohl von zwei- , als auch von dreiwertigem Eisen besetzt werden. Das zugehörige Mössbauerspektrum kann demzufolge aus vier Linienpaaren (Quadrupoldubletten) bestehen, die sich teilweise überlagern und deshalb deren "Auflösung" (Zerlegen in die Einzellinien) notwendig machen. Erschwerdend ist ferner, daß im Rahmen der Biotit-Absorberpräparation auf Grund der "Schichtstruktur" der Biotite sogenannte Textureffekte auftreten können, durch die ihrerseits eine Änderung des Mössbauerspektrums hervorgerufen werden kann.
Die Mössbauerspektren natürlicher Biotite aus petrologisch unterschiedlichen Gesteinen werden ausführlich bei ANNERSTEN (1974) diskutiert.

Das Mössbauerspektrum des Biotit-Absorbers der Probe R-1200 (südlicher Rotondogranit), dessen Linien in drei Quadrupoldubletten aufgelöst sind, ist in Abb. 30 dargestellt. Hier wurden die Fe^{3+} -Dubletten nicht aufgelöst. Die Berechnung des Fe^{2+} - und Fe^{3+} -Anteils auf den M 1- und den M 2-Gitterplätzen läßt sich aus den Flächenverhältnissen der jeweiligen Dubletten zur

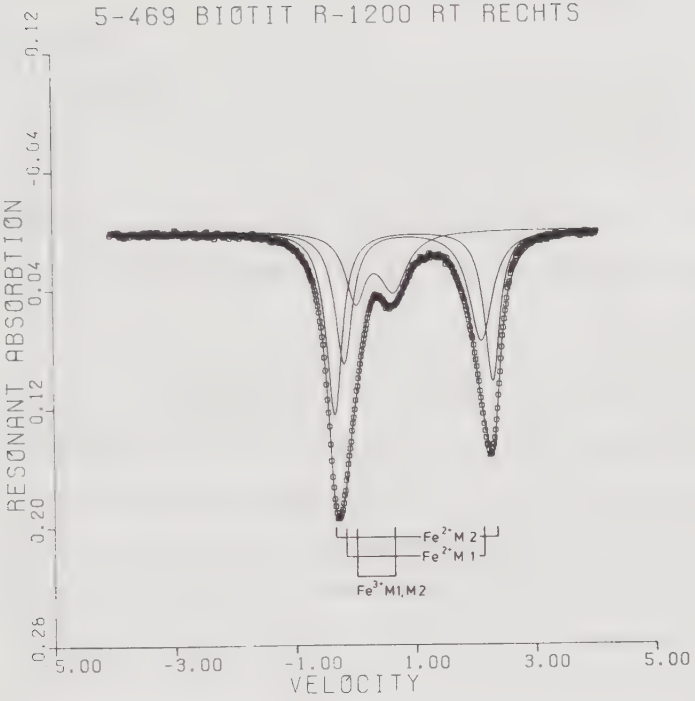


Abb. 30

Mössbauerspektrum von ^{57}Fe von Biotit der Probe R-1200, aufgenommen bei Raumtemperatur.
Der Anteil von zwei- und dreiwertigem Eisen am Gesamteisen, sowie der Fe^{2+}- und Fe^{3+}-Gehalt der M 1- und M 2-Gitterplätze kann aus den Flächenverhältnissen der Fe^{2+}M 1-, Fe^{2+}M 2- und Fe^{3+}M 1, M 2-Quadrupoldubletten zur Gesamtfläche bestimmt werden.

"Gesamtfläche" bestimmen.

Die Ergebnisse aus zwei Mössbauerspektren von Biotiten des Rotondogranits (R-1200, R-2574),bei denen lediglich der Anteil von Fe^{2+} und Fe^{3+} am Gesamteisen angegeben wird, sind zusammen mit den Resultaten aus Biotituntersuchungen von FREY (1969) in Tabelle 12 aufgeführt.
Obwohl während der alpidischen Metamorphose in den Quartenschiefern ein wesentlich geringerer Sauerstoffpartialdruck geherrscht haben muß, als im Rotondogranit, liegt der Fe^{3+} -Anteil der Quartenschiefer-Biotite bei Berücksichtigung der Meßfehlergrenze nicht bzw. nur geringfügig unter dem Fe^{3+} -Gehalt der Biotite aus dem Rotondogranit.

Auf Grund dieser Ergebnisse , sowie den mössbauerspektroskopischen Untersuchungen an natürlichen Biotiten von ANNERSTEN (1974) kann deren Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnis nicht allein vom Sauerstoffpartialdruck abhängen; auch andere Parameter,wie z. B. der Gesamtgesteinschemismus und die Paragenese sind nicht ohne beeinflussende Wirkung. Demnach kann aus dem Verhältnis Fe^{3+}/Fe^{2+} im Biotit nicht ohne weiteres auf die Höhe des Sauerstoffpartialdrucks während der Biotitbildung geschlossen werden.

Tabelle 13

Anteil von zwei- und dreiwertigem Eisen am Gesamteisen in Biotiten des Rotondogranits und der Quartenschiefer.

	Fe^{2+}	Fe^{3+}	
R-1200	78.80	21.21	a
R-2574	80.34	19.65	a
MF 228	82.14	17.86	b (FREY,1969)
MF 307	84.37	15.63	b (FREY,1969)

a mössbauerspektroskopische Bestimmung

b naßchemische Bestimmung

7.3 Verteilung von Mg und Fe über koexistierende Granate und Biotite der untersuchten Gesteine

Aus den granitischen Gesteinen des Gotthard-Massivs stehen lediglich zwei Mikrosondenanalysen von Biotiten zur Verfügung. Trotzdem soll der Verteilungskoeffizient K_D von Mg und Fe über koexistierende Granate und Biotite aus diesen Gesteinen mit den analogen Werten aus den Quartenschiefern verglichen werden. Nach SEN et al.(1968) ist der Verteilungskoeffizient $K_{D(Mg-Fe)}$ Granat-Biotit unter Gleichgewichtsbedingungen eine Funktion der Temperatur und kann durch die Beziehung

$$K_D = \frac{(MgO/FeO)^{Gr}}{(MgO/FeO)_{Bio}} \quad (Gew.\%)$$

bestimmt werden.
In Tabelle 14 sind die $K_{D\,(Mg-Fe)}$-Werte für koexistierende Granate und Biotite aus dem Rotondogranit , dem Gamsbodengneis und den Quartenschiefern angegeben.

Diese Ergebnisse sollten aber nicht überbewertet werden, weil einerseits in den Quartenschiefern nach FREY (1969) während der alpidischen Metamorphose annähernd ein Gleichgewicht erreicht wurde, im Rotondogranit und Gams-

bodengneis dagegen nicht, und andererseits für eine fundierte Aussage in diesem Falle mehr Biotitanalysen erforderlich gewesen wären.

Tabelle 14

Verteilungskoeffizienten $K_{D(Mg-Fe)}^{Gr-Bio}$ von Mg und Fe über koexistierende Granate und Biotite des Rotondogranits, des Gamsbodengneis und der Quartenschiefer.

	Granat-Biotit $K_{D(Mg-Fe)}$	
Rotondogranit		
R-1200	5.81	a
	7.90	b
Gamsbodengneis		
S-6292	18.88	
Quartenschiefer		
MF 228	9.70	
MF 307	9.74	

a (Kerngranat-Biotit)

b (Randgranat-Biotit)

8. Zusammenfassende Diskussion

In vorliegender Arbeit wurden Granat, Alkalifeldspäte, sowie in geringerem Umfang auch Magnetit und Biotit aus granitischen Gesteinen des Gotthard-Massivs, insbesondere des Rotondogranits, des Tremolagranits und des Gamsbodengneis kristallographisch und chemisch untersucht:
Einerseits sollten die charakteristischen kristallographischen und chemischen Merkmale der genannten Minerale speziell für diese Region beschrieben und andererseits eine Beziehung zu den Auswirkungen der alpidischen Metamorphose auf deren Strukturen gefunden werden.

Der Ablauf der alpidischen Metamorphose ist für das Gebiet der Zentralalpen gut bekannt, so daß eine Korrelation zwischen diesem und den Untersuchungsergebnissen durchaus sinnvoll erscheint.
Wertvolle Ergänzungen sind die Untersuchungen von FREY (1969) an Granaten und Biotiten aus den hoch-metamorphen Quartenschiefern des Lumanier-Gebiets, sowie von BAMBAUER u. BERNOTAT (1976, 1979) an Alkalifeldspäten aus Graniten und Gneisen des Aar- und Gotthard-Massivs.

Die Ergebnisse aus den Alkalifeldspat-(5.), Granat-(4.) und Biotituntersuchungen(7.)zeigen, daß deren Bildung unter ausgeprägten Ungleichgewichtsbedingungen erfolgt sein muß:

1 Auf Ungleichgewichte ist die Variation in der Triklinität der untersuchten Mikrokline zurückzuführen. Insbesondere im Rotondogranit können solche vom nahezu monoklinen Hoch-Mikroklin zum geordneten triklinen Tief-Mikroklin bereits im Handstück vorgefunden werden.
In allen untersuchten Proben kann die Information über den Al, Si-Ordnungsgrad aus den Gitterkonstanten der Alkalifeldspäte abgeleitet werden, weil Gitterverzerrungen, bedingt durch Kohärenz zwischen der entmischten Na- und K-Feldspatphase in keinem der aufgeführten Beispiele nachgewiesen werden konnten, und der Mol-Anteil des Albits im nicht entmischten K-Feldspat sich bis auf zwei Ausnahmen zwischen 2 und 7 Mol % Albit bewegt.

2 Die Koexistenz von zwei unterschiedlichen Granatgenerationen im Rotondo- und Tremolagranit ist aus-

schließlich unter Ungleichgewichtsbedingungen denkbar. Wäre eine Gleichgewichtseinstellung während den Metamorphose-Ereignissen erfolgt, dürfte lediglich eine Granatphase im Rotondo- und Tremolagranit auftreten.

3 Einen weiteren Hinweis auf bestehende Ungleichgewichte im Gestein könnte auch in der unterschiedlichen Wertigkeit des Eisens in Granat und Biotit gesehen werden.
Dies ergibt sich aus dem Vergleich zwischen dem Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnis der Rotondogranit-Granate und -Biotite und dem der Quartenschiefer-Granate und -Biotite; letztere haben sich nach FREY (1969) unter Gleichgewichtsbedingungen bei einem sehr niedrigen Sauerstoffpartialdruck gebildet. Der Anteil von Fe^{3+} am Gesamteisen ist nämlich in den untersuchten Biotiten der Quartenschiefer größenordnungsmäßig derselbe, wie in den Biotiten des Rotondogranits; dort wurde aber in den Randgranaten ein knapp 10 %iger Fe^{3+} -Gehalt gefunden. In den Granaten der Quartenschiefer dagegen konnte kein dreiwertiges Eisen nachgewiesen werden.

Auf Grund der vorliegenden Ungleichgewichte im Gestein sollte die Interpretation über die Beziehung zwischen dem Sauerstoffpartialdruck und den akzessorischen Oxidmineralparagenesen, inklusive der Magnetituntersuchungsergebnisse (6.1) unter Vorbehalt erfolgen.

Außer dieser, dem Rotondo-, Tremolagranit und Gamsbodengneis gemeinsamen, metamorphen Überprägung unter Ungleichgewichtsbedingungen konnten aber auch für jedes der untersuchten Gesteine charakteristische Unterschiede gefunden werden. Hierbei ist vor allem auf die Ergebnisse der Alkalifeldspat- und Granatuntersuchungen hingewiesen (sh. 4. und 5.).
Obwohl in keinem der drei Gesteine ein einheitlicher Ordnungsgrad der Alkalifeldspäte festgestellt wurde, läßt sich aber doch nach der Variabilität in der Alkalifeldspat-Triklinität zwischen Rotondogranit, Tremolagranit und Gamsbodengneis differenzieren.

Im Rotondogranit ist die Vielfalt in den Al, Si-Ordnungszuständen der Alkalifeldspäte am größten: Man trifft sowohl maximal trikline (Tief-Mikroklin), als auch fast monokline Mikrokline (Hoch-Mikroklin) an. Im nördlichen Rotondogranit konnten Triklinitätsunterschiede selbst innerhalb einzelner Mikroklin-Porphyroblasten (5.4) gefunden werden.

Im Tremolagranit sind ebenfalls vielfältige Al, Si-Ordnungsgrade in den Alkalifeldspäten vorhanden, jedoch konnte kein maximal trikliner Mikroklin (Tief-Mikroklin) festgestellt werden.

Im Gamsbodengneis dagegen weisen die untersuchten Kalifeldspäte den höchsten Unordnungsgrad, welcher sich in teilweise pseudo-monokliner Metrik äußert (130-$\bar{1}$30- und 131-1$\bar{3}$1-Reflexe im Röntgenpulverdiagramm sind nicht aufgespalten).

Auf den Ergebnissen der Granatuntersuchungen basierend können auch Unterschiede zwischen Rotondo- und Tremolagranit, sowie dem Gamsbodengneis getroffen werden:

Im Rotondo- und im Tremolagranit treten Rand-Kernpaare von Granat auf mit demgleichen "Interngefüge" und ähnlicher außergewöhnlicher Zonarstruktur.
Der Granat des Rotondogranits unterscheidet sich durch seinen insgesamt höheren MnO-Gehalt von demjenigen des Tremolagranits.

Im Gamsbodengneis konnte Granat nicht in Form von Rand-Kernpaaren beobachtet werden. Er liegt dort meistens in idiomorpher, teilweise auch resorbierter Form mit dem für Granat typischen Zonarbau vor.

Sowohl aus den Ergebnissen der Feldspat-, als auch der Granatuntersuchungen findet sich die enge Beziehung zwischen Rotondo- und Tremolagranit, wie sie von HAFNER (1958) bereits erkannt wurde, bestätigt.
Die Merkmale des Granats und der Alkalifeldspäte aus dem Gamsbodengneis sind deutlich von denen des Rotondo- und Tremolagranits abgesetzt.

Für die mineralogisch-kristallographischen und chemischen Untersuchungen an Feldspäten und Granaten, sowie Biotit und Magnetit wurden lediglich Proben aus drei herzynischen granitischen Intrusivkörpern des Gotthard-Massivs aus einem relativ eng begrenzten Raum herangezogen. Eine Erweiterung der Probenentnahmestellen und entsprechenden Untersuchungen auf weitere granitische Gesteinskörper des Gotthard-Massivs, z. B. den Cacciolagranit, den Fibbiagneis, den Cristallinadiorit , oder auch die unmittelbaren Nebengesteine der granitischen herzynischen Intrusivkörper wäre in Verbindung mit den bisherigen Resultaten sehr aufschlußreich.

Es wäre dabei von großem Interesse, dem Zusammenhang nachzugehen zwischen der Temperatur-, Druck-, Sauerstoffpartialdruck- und Zeitrelation einerseits und der Wertigkeit des Eisens in Mineralen, die unterschiedliche Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnisse aufweisen können, andererseits.
Damit ist sehr eng die Frage verknüpft, ob innerhalb der genannten Mineralgruppe in natürlichen Vorkommen eine festgelegte "Oxidationsabfolge" besteht und von welchen Parametern diese abhängig ist; hierüber ist bisher wenig bekannt.

Regional weiter ausgelegte Untersuchungen von solchen Mineralen , die im Falle veränderter physiko-chemischer Parameter mit intrakristallinen Änderungen reagieren können,würden eine äußerst wertvolle Ergänzung dieser Arbeit bedeuten und könnten vielleicht einen weiteren Beitrag zur Lösung von Problemen, die hier diskutiert wurden, liefern.

9. Literaturverzeichnis

1 ACKERMAND, D. und MORTEANI, G. (1976):
Kontinuierlicher und diskontinuierlicher Zonarbau in den Granaten der penninischen Gesteine der Zillertaler Alpen.
Tschermaks Min. Petr. Mitt. 23, 117-136

2 AMBÜHL, E. (1929):
Petrographie und Geologie des zentralen Gotthard-Massivs südlich Andermatt.
Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt. 9/2, 265-441

3 AMTHAUER, G. ANNERSTEN, H. und HAFNER, S. S. (1976):
The Mössbauer spectrum of ^{57}Fe in silicate garnets.
Z. Kristallogr. 143, 14-55

4 ALBEE, A. und RAY, L. (1970):
Correction factors for electron-probe microanalysis of silicates, oxides, cabonates, phosphates and sulfates.
Anal. Chem. vol. 42, 1408-1414

5 ANDERSON, D. und BUCKLEY, G. (1973):
Zoning in Garnets-Diffusion Models.
Contr. Mineral. and Petrol. 40, 87-104

6 ANNERSTEN, H. (1968):
A mineral chemical study of a metamorphosed iron formation in Northern Sweden.
Lithos, 1, 374-397

7 ANNERSTEN, H. (1974):
Mössbauer studies of natural Biotites.
Am. Mineral. 59, 143-151

8 ATHERTON, M. P. (1968):
Variation in biotite, garnet and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to zonation in garnet.
Contrib. Mineral. Petrol. 18, 347-371

9 BAMBAUER, H. U. und BERNOTAT, W. H. (1976):
Untersuchungen an Feldspäten aus Graniten und Gneisen des Aar- und Gotthard-Massivs im Profil des neuen Gotthard-Straßentunnels.
Fortschr. Miner. 54, Beiheft 1, I, 6

10 BAMBAUER, H. U. und BERNOTAT, W. H. (1979):
Structural state and composition of alkali feldspars from granitic gneisses along a N-S-profile (Gotthard Road Tunnel) through the Aar- and Gotthard-Massiv , Central Swiss Alps.
Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. , in Vorbereitung

11 BAMBAUER, H. U., KROLL, H., NAGER, H. E. , PENTINGHAUS, H. (1974):
Feldspat-Mischkristalle. Eine Übersicht.
Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr. 97, 313-345

12 BAMBAUER, H. U. und LAVES, F. (1960):
Zum Adularproblem.
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 40, 177-205

13 BANNO, S. und KURATA, H. (1972):
Distribution of Ca in zoned garnet of low-grade pelitic schists.
Journ. Geol. Soc. Japan, 78, 507-512

14 BERNOTAT, W. H. und MORTEANI, G. (1979):
The low-microcline/high microcline isograde I. Western Tauern window and the Merano-Mules Anterselva complex (Eastern Alps). In Vorbereitung.

15 BÉTHUNE de, P., BOCQUET, J., LADURON, D. (1975):
Diffusion Processes in Resorbed Garnets.
Contrib. Mineral. Petrol. 50, 197-204

16 BORG, I. Y. und SMITH, D. K. (1969):
Calculated X-ray powder patterns for silicate minerals.
Geol. Soc. America, memoir 122

17 BROWN, E. (1969):
Some zoned garnets from the greenschist facies.
Am. Min. 54, 1662-1677

18 DAHL, O. (1971):
Hydrothermal studies of garnet-mica equilibria in the system 3(FeO, MnO) - 2 Al_2O_3 - 12 SiO_2 - K_2O - H_2O.
Geol. Foren. Stockholm Förh. 30, 331-348

19 DEER, W. A., HOWIE, R. A. und ZUSSMAN, J. (1963):
Rock-Forming Minerals.
Longmans, London

20 DIETRICH, R. V. :
K-feldspar structural states as petrogenetic indicators.
Norsk geol. Tidsskr. 42 (feldspar volume), 394-414,1962

21 DORA, O. Ö. (1975):
Der strukturelle Zustand der Alkalifeldspäte und ihre Anwendung als petrogenetischer Indikator im Menderes-Massiv (Westanatolien).
Fortschr. Miner. 53, Beiheft 1, I, II, S. 14

22 DORA, O. Ö.:
Die Feldspäte als petrogenetischer Indikator im Menderes-Massiv (Westanatolien).
N. Jb. Abh. 127, 3, 289-310, 1976

23 EICHENBERGER, R. (1974):
Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthard-Gebiets (Nufenengebiet).
Eclogae geol. Helv. 18/3, 451-483

24 FISCHER, E. H. (1923):
Petrogenetische Untersuchungen im westlichen Gotthard-Massiv.
Diss. Bern

25 FREY, M. (1969):
Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet.
Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge 137. Lieferung.

26 FREY, M. , HUNZIGER, J. C., FRANK, W. , BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E., NIGGLI, E. (1974):
Alpine Metamorphism of the Alps.
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, Heft 2/3, 248-290

27 V. FRITSCH, K. (1873):
Das Gotthard-Gebiet.
Beitr. geol. Karte Schweiz, 15, Bern

28 GIBBS und SMITH (1965):
Refinement of the crystal structure of synthetic pyrope.
Am. Mineral. . 50, II, 2023-39

29 GOLDSMITH, J. und LAVES, F. (1954):
The microcline-sanidine stability relations.
Geochim. Cosmochim. Acta, 5, 1-19

30 GRANT, J. A. und WEIBLEN, P. W. (1971):
Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograde.
Am. J. Sci. 270, 281-296

31 GRÜNENFELDER, M. (1962):
Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthard-Massiv.
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42/1, 6-7

32 GRÜNENFELDER, M. und HAFNER, S. (1962):
Über das Alter und die Entstehung des Rotondogranits.
Schweiz. min. petr. Mitt. 42, 169-207

33 GUIDOTTI, C. V. , HERD, H. H. und TUTTLE, C. L. (1973):
Composition and structural state of K-feldspars from K-feldspar and sillimanite grade rocks in north-western Maine.
Am. Mineral. 58, 705-716

34 HAFNER, S. (1958):
Petrographie des Südwestlichen Gotthard-Massivs.
Schweiz. miner. petr. Mitt. 38, 255-362

35 HOFMÄNNER, F. J. (1964):
Petrographische Untersuchung der granitischen Gesteine zwischen Gotthard- und Witwenwasserenrens.
Diss. Zürich

36 HOLLISTER, L. (1966):
Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh fractionation model.
Science 154, 1647-1651

37 HOVIS, G. L. (1974):
A solution calorimetric and X-ray investigation of Al/Si-distribution in monoclinic potassium feldspars.
In: Mackenzie und Zussman , Eds., The Feldspars.
Manchester University Press

38 JÄGER, E. (1973):
Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung.
Eclogae geol. Helv. 66/1, 11-21

39 KROLL, H. (1973):
Estimation of the Al/Si-distribution of feldspars from the latice translations Tr[110] and Tr [1$\bar{1}$0]. I. Alkalifeldspars.
Contrib. Mineral. and Petrol. 39, 141-156

40 KROLL, H. (1977):
Persönliche Mitteilung.

41 KUBASCHEWSKI, O. und EVANS, E. L. L. (1958):
Metallurgical Thermochemistry.
Pergamon Press, London

42 LABHART, T. (1977):
Aar- und Gotthard-Massiv.
Sammlung geologischer Führer.
Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart

43 LAVES, F. (1960):
Al/Si-Verteilungen, Phasentransformationen und Namen der Alkalifeldspäte.
Z. Krist. 113, 265-96

44 LEAKE, B. E. (1967):
Zoned garnets from the Galway granite and its aplites.
Earth Planet. Sci. Letters 3, 311-316

45 LINDSLEY, D. H. (1978):
Experimental Studies of Oxide Minerals.
MSA-Lecture Notes, Oxide Minerals.

46 MACKENZIE, W. S. und SMITH, J. V. (1955):
The alkali feldspars: I Orthoclase-microperthites.
Am. Mineral. 40, 707-732

47 MEGAW, H. D. (1956):
Notation for feldspar structures.
Acta Crist. 9, 56-59

48 MEGAW, H. (1974):
The architecture of the feldspars.
In: Mackenzie and Zussman, Eds., The feldspars.
Manchester University Press

49 MIYASHIRO, A. und SHIDO, F. (1973):
Progressive compositional change of garnet in metapelite.
Lithos 6, 13-20

50 NEMEČ, D.:
Triclinicity of Potassium Feldspar in the Trebič-Mezinči Massif (Western Moravia)
TMPM, 23, 167-174 (1976)

51 NIGGLI, E. (1948):
Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphisierenden Vorgänge im Gotthard-Massiv.
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 28/1, 165-177

52 NIGGLI, P. (1929):
Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrand des Gotthard-Massivs.
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 9/1, 160-187

53 NIGGLI, E. und NIGGLI, C. (1965):
Karten der Verteilung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen.
Eclogae geol. Helv. 58/1, 335-368

54 OBERHOLZER, W. (1955):
Geologie und Petrographie des westlichen Gotthard-Massivs.
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 35/2, 320-409

55 OLIMPIO, J. C. und ANDERSON, D. E. (1978):
The relationship between chemical and textural zoning in metamorphic garnets, South Morar, Scotland.
Am. Min. 63, 677-689

56 ROBIE, R. A. (1962):
Thermoclynamic properties of Minerals.
U. S. Dep. of Interior Geol. Surv. Report, TEI-816

57 SAXENA, S. K. (1968):
Distribution of Elements between coexisting Minerals and the nature of solid solution in garnet.
Am. Mineral. 53, 994-1014

58 SEN, S. K. und CHAKRABORTY, K. R. (1968):
Magnesium-iron exchange equilibrium in garnet-biotite and metamorphic grade.
N. Jb. Mineral. Abh. 108, 181-207

59 SIPLING, P. und YUND, R. (1974):
Kinetics of Al/Si disordering in alkali feldspars.
In: A. W. Hofman et al., Eds., Geochemical Transport and Kinetics.
Carnegie Institute of Washington, 185-193

60 SIPLING, P. und YUND, R. (1976):
Experimental determination of the coherent solvus for sanidine-high albite.
Amer. Mineral. 61, 897-906

61 SMITH, J. V. (1974):
Feldspar Minerals.
Springer, Berlin

62 SONDER, R. (1921):
Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthard-Massiv.
Schweiz. min. petr. Mitt. 1, 323-391

63 SPICHER, A. (1972):
Tektonische Karte der Schweiz.
Eidgenössische Landestopographie.

64 STECK, A. und BURRI, G. (1971):
Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen.
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 51, 534-538

65 STEIGER, R. H. (1962):
Petrographie und Geologie des südlichen Gotthard-Massivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpaß.
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42/2, 381-577

66 STEIGER, R. H. und HART, S. R. (1967):
The microcline-orthoclase transition within a contact aureole.
Am. Mineral. 52, 87-116

67 STEWART, D. B. und RIBBE, P. H. (1969):
Structural explanation for variations in cell parameters of alkali feldspar with Al/Si-ordering.
Am.J. Sci. 267-A, 144-462

68 STEWART, D. B. und WRIGHT, T. L. (1974):
Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition.
Bull. Soc. franc. Mineral. Cristallogr. 97, 356-377

69 TAYLOR, W. H. (1933):
The structure of sanidine and other feldspars.
Z. Kristallogr. 85, 425-442

70 TAYLOR, W. H. (1962):
The structures of the principal feldspars.
Norsk. Geol. Tidskrift. 42, 1-24

71 TRÖGER, E. (1935):
Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine.

72 VIRGO, D. und HAFNER, S. (1969):
Fe^{2+}, Mg order-disorder in heated orthopyroxenes.
Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap. 2, 67-81

73 VOLL, G. (1970):
Habilitationsschrift.

74 WANNEMACHER, J. (1979):
Dissertation.
Universität Saarbrücken

75 WENK, E. (1970):
Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin.
Fortschr. Miner. 47, 1, 34-51

76 WENK, H. R. :
Triklinität der Alkalifeldspäte in lepontischen Gneissen.
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 47, I, 129-146 (1967)

77 YUND, R. A. (1974):
Coherent exolution in the alkali feldspars.
In: A. W. Hofman et al., Eds., Geochemical Transport and Kinetics.
Carnegie Institution of Washington, 173-183

YUND, R. A. (1975 a):
Subsolidus phase relations in the alkali feldspars with emphasis on coherent phases.
In: P. H. Ribbe, Eds., Feldspar Mineralogy.
Mineral. Soc. Am. Short Course, Notes 2

YUND, R. A. (1975 b):
Microstructure, Kinetics and mechanisms of alkali feldspar exolution.
In: P. H. Ribbe, Eds., Feldspar Mineralogy.
Mineral. Soc. Am. Short Course, Notes 2

Die vorliegende Arbeit wurde unter Anleitung von Herrn Professor Dr. S. S. HAFNER im Institut für Mineralogie und Kristallographie des Fachbereichs Geowissenschaften der Universität Marburg in den Jahren 1976 bis 1979 angefertigt.

Für die Überlassung des Themas, die uneingeschränkte Unterstützung bei allen auftretenden Problemen technischer und wissenschaftlicher Art und viele fruchtbare Diskussionen bin ich meinem Lehrer, Herrn Professor Dr. S. S. HAFNER, sehr zum Dank verpflichtet.

Bei Herrn Professor Dr. H. U. BAMBAUER (Institut für Mineralogie der Universität Münster) möchte ich mich auf diesem Wege sehr herzlich bedanken für wertvolle Diskussionen, Anregungen und Informationen, insbesondere zur Problematik der Feldspäte
Weitere Hilfe aus diesem Institut zu demselben Problem erhielt ich dankenswerterweise von den Herren Drs. W. H. BERNOTAT, H. KROLL und H. PENTINGHAUS.

Herr Professor Dr. A. EL GORESY (Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg) ermöglichte mir die Mikrosonde des Instituts zu benutzen. Ohne seine Unterstützung wären wichtige Erkenntnisse dieser Arbeit, insbesondere die Ergebnisse der Granatuntersuchungen nicht verfügbar. Hierfür, sowie für viele hilfreiche, interessante Diskussionen meinen aufrichtigen Dank.
Für die Unterstützung bei der praktischen Durchführung der Mikrosondenanalysen habe ich außerdem Herrn Dr. H. J. BERNHARD und Herrn J. JANICKE zu danken.

Herrn Dr. G. AMTHAUER (Marburg) gilt mein Dank für die Hilfe bei der Aufnahme und Auswertung der Mössbauer-Spektren und viele anregende Diskussionen.

Weitere Unterstützung , für die ich mich bedanken möchte, erhielt ich von
Herrn Dr. H. ANNERSTEN (Uppsala) :
Biotitanalysen
Herrn K. FECHER (Marburg) :
Elementverteilungsbilder
Herrn J. WANNEMACHER (Saarbrücken) :
Gesamtgesteinsanalysen

Den Herren J. KIRSCH und W. SCHÄFER danke ich für die stets unverzügliche Erledigung von fotographischen, bzw. präparativen Arbeiten.

Ferner bedanke ich mich bei allen Angehörigen des Fachbereichs, die mir bei der Durchführung und Fertigstellung dieser Arbeit geholfen haben.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich für die Unterstützung durch Personal- und Sachmittel zu Dank verpflichtet.

Lebenslauf

Name	Andreas Loida
8.10.1947	geboren in Köppern (Obertaunuskreis)
1954 - 1966	Besuch der Freien Waldorfschule, Marburg
Dezember 1966	Abitur
1967 - 1969	Bundeswehrdienstzeit
SS 1969 - WS 1969	Studium der Physik in Frankfurt
SS 1970 - WS 1974/75	Studium der Mineralogie in Marburg
Februar 1975	Diplom in Mineralogie
SS 1972 - SS 1975	Tätigkeit als wissenschaftliche Hilfskraft im Fachbereich Geowissenschaften
seit August 1975	Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter von Prof. Dr. S. Hafner